



Geest-topografi under Tøndermarsken.

Geestoverfladens morfologi i Møgeltønder Kog, beskrivelse
og
forsøgsvis tolkning.

Geografisk Tidsskrift, Bind 58 (1959)

Link til pdf:

http://img.kb.dk/tidsskriftdk/pdf/gto/gto_0058-PDF/gto_0058_69959.pdf

Link til webside:

<http://tidsskrift.dk/visning.jsp?markup=&print=no&id=69959>

pdf genereret den : 22/5-2008

Geest-topografi under Tøndermarsken.

Geestoverfladens morfologi i Møgeltønder Kog, beskrivelse og forsøgsvis tolkning.

Af N. Kingo Jacobsen.

Få landskabstyper har for menneskets liv og virken i højere grad krævet hensyntagen til naturforholdene end marsken, selv med vore dages højt udviklede teknik. For en nøjere forståelse af det skabte kulturlandskab er en udredning af de fysisk-geografiske forhold derfor nødvendig. Der tænkes i denne forbindelse først og fremmest på dette landskabs dannelse. En beskrivelse af udviklingen langs den sønderjyske vestkyst efter Istiden må således blive en nærliggende opgave, der for Tøndermarskens vedkommende er taget op af en gruppe geografer under professor *Niels Nielsens* ledelse og udført dels gennem *Skalling-Laboratoriet* og dels gennem *De danske Vade- og Marskundersøgelser*. Som udgangspunkt for en sådan undersøgelse har man forsøgt at kortlægge overfladeforholdene forud for den holocene transgression, der førte til dannelsen af det marine forland vest for geesten (fællesbetegnelse for bakkeøerne fra næstsidste istid og hedesletterne fra sidste istid).

Metode.

Som tidligere omtalt (*N. Kingo Jacobsen*, 1956) er der ved *De danske Vade- og Marskundersøgelser* gennemført en detaljeret kartering af jordbundslagene for den vestlige halvdel af Tøndermarsken omfattende de indre kog: Møgeltønder Kog, Højer Kog og Rudbøl-Gaden (inddiget 1556) samt de ydre kog: Gl. Frederikskog (1692), Rudbøl Kog (1715) og Ny Frederikskog (1861). De undersøgte områder omfatter ialt ca. 4.000 ha. Der er gennemført overfladeboringer (til 1,25 m under terrain (u. t.), med detaljerede beskrivelser) i hele dette område med en boretæthed på 50 m i et kvadratisk net. Som et første trin i bearbejdelsen finder en koteringskæde af samtlige disse

boringer og deres lag. Til dette formål er der gennemført et fladenivellement i samme område med et net af jordpunkter, der for de indre kogs vedkommende er 4 gange så tæt som borenettet (25 m i et kvadratnet). Nivellementerne vil blive nærmere beskrevet i anden sammenhæng. Nøjagtigheden af overfladenivellementet ligger indenfor 1 cm, overførslen til borepunkterne vil skønsmæssigt vurderet give en usikkerhed på op til 5 cm. Denne indirekte fremgangsmåde ved koterings af boringerne har været nødvendig 1) på grund af arbejdets store omfang, 2) de helt forskellige tekniske krav, gennemførelsen af bore- og nivellementsprogrammerne kræver, samt 3) det hensyn, der nødvendigvis må tages til den landbrugsmæssige udnyttelse af området. Man kan således ikke gennemgå området systematisk, men må undersøge opdyrkede marker forår og efterår, ligesom en afmærkning af nivellerede eller borede punkter ikke vil være mulig i græsningsområderne. Et kombineret nivellements- og borearbejde, som kan gennemføres for nogle få punkter eller en enkelt linies vedkommende, har således ikke været praktisk mulig i dette tilfælde.

Der er tidligere peget på, hvilke resultater af forskellig art en flademæssig kartering af de øvre jordbundslag kan medføre. Der er bl. a. gjort opmærksom på betydningen af den stadige vekslen mellem forskellige fascies. For en beskrivelse af hele udviklingen under den postglaciale transgression er dette boreprogram for de indre kogs vedkommende suppleret af et net af boringer gennemført til fast sandbund. Der er ialt udført 1445 sådanne boringer i linier med 2—300 m's afstand og med ca. 50 m mellem punkterne på linierne. Den faste sandbund har i de fleste tilfælde afsløret sig som podzoleret sand, andre steder har sandet været tæt pakket, haft en blågrøn farve og er betegnet som »bæksand«; endelig har der i visse områder, i bassiner, været tale om et noget tykkere lag af mørktfarvet, dyndblandet sand. Det her nævnte program blev allerede skitseret i artiklen 1956 og et enkelt profil publiceret. Det fremgår heraf, at man i visse felter i den østlige del af det undersøgte område når den faste underbund allerede med overfladeboret, samt at denne flade her er noget onduleret med skiftende rygge og bassiner. I ryggene er der mulighed for ret let at udgrave profiler og foretage boringer ned i geestoverfladen, jfr. fig. 3, 1956, der viser et typisk podzolprofil i en forholdsvis enskornet sandmasse beliggende under ca. 30 cm fed klæg. Disse rygge blev derfor udlagt som dannede af flyvesand. Denne opfattelse blev yderligere bestyrket af dydboringer udført i 1955 af dr. Sigurd Hansen, *Danmarks Geologiske Undersø-*

gelse (D. G. U.) bl. a. på samme sted som det fotograferede profil. Som vigtigste træk fremgår, at der ca. 2 m under den øvre podzolerede sandoverflade fandtes en ny, nedre podzolhorizont. Det var derfor rimeligt at antage, at den seneste udformning af dette landskab var forårsaget af vinden.

En nærmere undersøgelse heraf var dog ønskelig og var som nævnt begunstiget af den høje beliggenhed af geestoverfladen under marsken i Møgeltønder Kog. Af *H. Kuhlmanns* artikler (1957, 1958) fremgår det, at en undersøgelse af kornstørrelsesfordelingen i sand muligvis kan afgøre, om den senest foregåede sedimentation er af eolisk eller anden oprindelse. Sandmasserne i dette landskab er uden tvivl transporteret eller omlejret mange gange af forskellige kræfter, og der er således teoretisk endvidere mulighed for, at sandet kan være marint, fluvialt, eller at den seneste transport skyldes periglaciale fænomener. I august 1958 besøgte derfor profilet N. f. Sødum Gd. ved Pokkenbøl (fig. 1), og prøver blev udtaget til analyse, jfr. *H. Kuhlmanns* artikel p. 182.

Beskrivelse af geest-kurvekortet.

På grundlag af de ovenfor omtalte boringer og nivellementer er der udarbejdet et kurvekort over geestoverfladen i Møgeltønder Kog (Pl. I). Her skal dels bringes en topografisk beskrivelse og dels forsøgsvis peges på mulige tolkninger af de eksisterende former ud fra studier over tilsvarende fænomener fra tysk og hollandsk side, samt ved benyttelsen af de nævnte af D. G. U. i 1955 foretagne dybdeboringer (ialt seks, fig. 1) indenfor det nævnte område.

Af hensyn til oversigten over højdeforholdene er der indlagt raster i kurvebilledet efter en 7-delt skala (d.v.s. med ækvidistance: 1 m), således at et vist plastisk billede er forsøgt fremstillet med de højreliggende dele mørkest tonede. De fuldt optrukne kurver har en ækvidistance på 0,5 m, og medregnes de mellemliggende stiplede kurver, fås ækvidistancen til 0,25 m. Som nævnt er grundlaget for kortets fremstilling dels et overfladeboreprogram (50 m i kvadratnet) og dels et dybdeboreprogram (linier med 2—300 m's afstand). I de områder, hvor geestoverfladen under marsken ligger så højt, at den kan nås af overfladeboret (1,25 m u. t.), er der tale om en meget detaljeret fastlæggelse af denne flade. Groft taget kan det siges, at kurvebilledet ned til $\div \frac{3}{4}$ til $\div 1$ m DNN (Dansk Normal Nul) er fastlagt med denne nøjagtighed, da marskoverfladen i dette område ligger i kote +0,20 til +0,50 m DNN. Visse felter er højreliggende, men det er samtidig de områder, hvor geesten også rager højt op. Und-

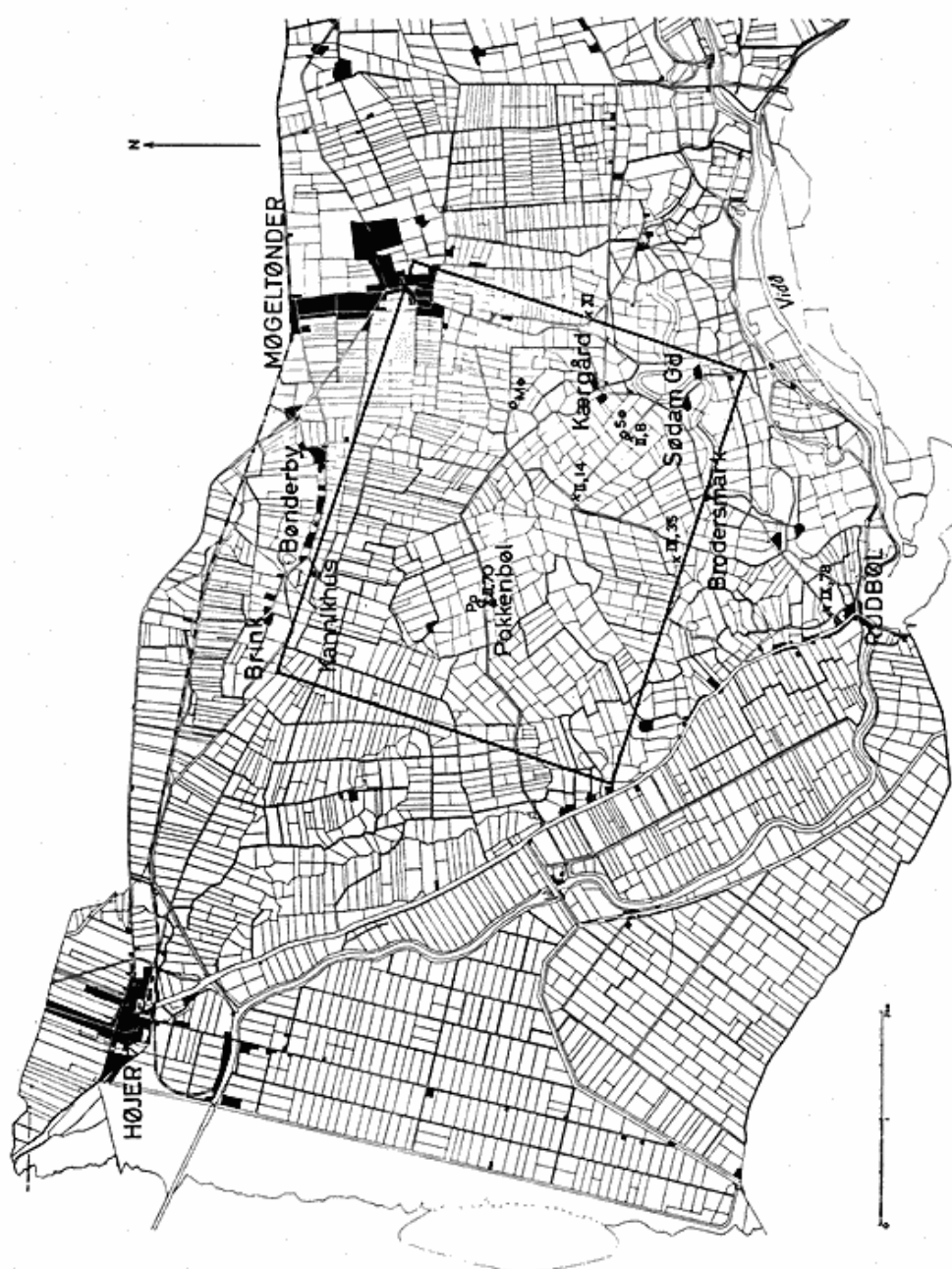


Fig. 1. Oversigtskort over den vestlige del af Tøndermarsken. Den indtegnede ramme viser det udsnit, der er nærmere behandlet repræsenteret ved geestkurvekortet, pl. I. De i 1955 af D.G.U. foretagne dybdeboringer er angivet ved et $\times$ samt mærket med Vade- og Marskundersøgelsernes marknummer. De små cirkler mærket Po, Sø og Mø viser beliggenheden af udtagne prøver analyseret og beskrevet af H. Kuhlman, jfr. p. 182.

Fig. 1. Map of the western part of the salt-marsh area of Tønder indicating 1) the position of the described area (framed) corresponding to pl. I, 2) the borings of D.G.U., and 3) the position of the samples analyzed and described by H. Kuhlman, cfr. p. 182.

taget herfra er kun området i den sydvestligste del af kortet, hvor man træffer en helt anden type af overflademorfologi. De dybere liggende dele (under $\div$ 1 m DNN) er som nævnt kortlagt på et noget spinklere grundlag end resten af kortet, men variationerne i koterne har haft et roligt forløb med en udtalt tendens for de angivne bassiners vedkommende. Som eksempel kan nævnes koterne på en linie N—S gennem det nordvestligste bassin (tal i m $\div$ DNN): 0,40 — 1,04 — 1,20 — 1,25 — 1,32 — 1,42 — 2,09 — 2,85 — 2,91 — 2,80 — 2,88 — 2,85 — 2,90 — 2,50 — 2,13 — 2,10 — 1,56 — 1,72 — 1,50 — 1,55 — 1,52 — 1,36 — 0,68. Der er som nævnt ca. 50 m mellem punkterne.

En topografisk beskrivelse af kortet pl. I må begynde med en inddeling, som i de store træk udskiller 3 typer terrain beliggende i forskellige niveau:

1. *Den højereliggende geest.* Den træffes mod nord fra Bønderby til Møgeltønder og har sin nedre grænse ca. ved $+1$ m DNN, der omtrentlig svarer til den øvre marine grænse i Postglacaltiden. I den vestlige del af kortet (ca. $1\frac{1}{2}$ km) ses kun randen af denne geesttype, der her efter forholdene iøvrigt står meget stejlt mod det syd for liggende bassin. I den østlige halvdel (ligeledes ca. $1\frac{1}{2}$ km) ses medtaget en del af den gamle bakkeø's stejlskrænt mod Vidå-dalen (koter over $+2$ m DNN) og syd herfor et småkuperet landskab med afrundede kuppelformede bakker og en takket kant med de første tilløb til tragtformede dale, som yderligere accentueres i de lavere niveauer.
2. *Terrassefladen.* I en 2—500 m bred randzone syd for den højereliggende geest sammenhængende med et ca. 3 km² stort område vest for Sødams Gd. findes en geestflade beliggende i kote $+1$ m til $\div$ 1 m DNN. Den må i niveauet 0— $\div$ 1 m DNN betragtes som en slags terrasseflade for hele det kortlagte område syd for Møgeltønder bakkeø og nord for den smeltevandsdal fra sidste istid, hvori Vidåen løber. Fladen er i sin østlige randzone mod den højereliggende geest karakteriseret af de ovenfor nævnte tragtformede dale mod N til NØ. I den midterste del fremtræder en NV—SØ-gående ryg, senere omtalt som »midterryggen«. Den er mod vest gennemskåret af et N—S-gående løb og slutter i sydøst brat ved den sydlige dybeste del af det østligste bassin. På denne ryg samt på den store flade vest for Sødams Gd. ses en udformning af terrassefladen med langstrakte rygge VNV—ØSØ, der i påfaldende grad ligner klittopografi.

3. *Bassinerne*. Ca. halvdelen af kortet omfatter niveauer under $\div 1$ m DNN. De grupperer sig stort set om 3 bassiner eller bugter med dertil hørende løb.
- a) Mod nordvest findes et ca. 2 km² stort bassin, der er smukt symmetrisk af form med længdeakse VNV—ØSØ (jfr. iøvrigt ovennævnte koter fra et snit N—S gennem bassinet). Dybden ca. $\div 3$ m DNN.
 - b) Mod øst findes et bugtliggende bassin, asymmetrisk af form. Største dybde ca. $\div 3$ m DNN i den sydligste del. Randen består af tragtformede tunger mod VNV, NV, NØ og N. I bassinets centrale rand mod vejen fra Tønder til Rudbøl (ved Kærgård, fig. 1) ses den nordligste af Vidåens meandrer (dybde ca. $\div 4,5$ m DNN).
 - c) Mod sydvest findes et dybereliggende område af uregelmæssig form, der i det vestligste område når ned til ca. $\div 3$ m DNN. Med mindre dybder fra $\div 1$ m til $\div 2$ m DNN dækker det et ca. 2 km² stort område og står med en N—S-gående rende i forbindelse med det nordvestligste bassin.

Inden morfologiske betragtninger over geesttopografien vil blive forsøgt i detaljer, skal der ganske kort gives en oversigt over a) materialer og evt. lejringsforhold og b) de virkende kræfter i forbindelse med den senglaciale udvikling specielt i relation til klima, vegetation og transgression. I denne forbindelse henvises til tabel I (p. 166), der er en grov oversigt over tiden siden næstsiste istid samt til tabel II (p. 181) og til beskrivelserne af D.G.U.'s boringer med henblik på en eventuel konstatering af ældre formationers indflydelse på dette områdes udvikling under og efter Istiden. Det skal dog straks nævnes, at der er mulighed for, at den behandlede flade neden for bakkeøens stejlskrænt har ligget som en øvre terrasse hævet nogle få m over den egentlige smeltevandsdal fra sidste istid. På 2 steder (i øst og sydvest) ses kanten af dette oprindelige plateau, i hvilket sandflugten har arbejdet i højglacial tid og senere. Periglaciale fænomener har ligeledes spillet en rolle, og endelig er havet i sydvest og i øst brudt ind over dele af feltet og har medvirket til udformningen af det landskab, der ses på kortet. I subboreal tid er en stor del af området dernæst dækket af tørvedannelser (*N. Kingo Jacobsen*, 1956) og for den sydvestlige, dybest liggende del senere af flere serier marine sedimenter skiftende fra fede klæger til forlandspræget marsk, evt. højmose for så atter at overgå til vader og ende som marsk. De højest beliggende dele er, som fig. 2 viser, kun dækket af et mere eller mindre tykt lag klæg.

Geologi.

I slutningen af Tertiærtiden lå den sydvestlige del af Danmark som et plateau med dybt indskårne dale højt hævet over havet. I slutningen af Pliocæn sætter klimaforværringen ind, og ismasserne breder sig fra nord og øst. I begyndelsen af Kvartærtiden fandt endvidere en sænkning sted, hvorved den gamle tertiære landoverflade stort set atter sænkedes under havspejlsniveau. Denne sænkning samt de kræfter, som klimasvingningerne i Kvartærtiden sætter i gang, er blevet enerådende for landskabsformerne i Sydjylland. De af *H. L. Heck* (1936) antagne tektoniske forstyrrelser i senere tid er imødegået af *E. Dittmer* (1941), der har bevist, at ingen sådanne bevægelser har fundet sted i Nordfriesland i yngre pleistocæn tid. Det skal endvidere nævnes, at havspejlet har været udsat for enorme svingninger under de skiftende glacial- og interglacialtider. Under sidste istid stod havspejlet således ca. 100 m lavere end nu, ved Postglacialtidens begyndelse var sænkningen af havspejlet ca. 55—60 m, ved overgangen til Boreal ca. 40 m, til Atlanticum ca. 17 m, til Subboreal ca. 4 m, og ved begyndelsen af Subatlanticum stod havet kun ca. 2 m lavere end nu. I Senglacialtiden må man således regne med en stærk stigning af havspejlet, som er foregået i ryk svarende til tilbagetrækningen af indlandsisen i stadier. I Postglacialtiden regner man med en fremadskridende, men aftagende stigning af havspejlet, eventuelt afbrudt af perioder med stilstand (*N. Kingo Jacobsen*, 1956). I denne forbindelse er det forholdene i Senglacialtiden, der har særlig interesse.

Fra D. G. U.'s borearkiv haves for Tøndermarsken med nærmeste omegn 9 borer, der når ned til den tertiære overflade, som viser en meget uregelmæssig topografi: Højer og Brodersmark ($\div 21$ m DNN), Tønder ($\div 33$ m og $\div 38$ m DNN), Daler ($\div 61$ m DNN), Rigsgrænsen, Sæd ($\div 78$ m DNN), Rigsgrænsen, Gl. Frederikskog ($\div 79$ m DNN), Dyrhus, Tøndermarsken ($\div 243$ m DNN) og Abild ($\div 289$ m DNN), *Sigurd Hansen* (1955). Det er umuligt på grundlag af disse få bestemmelser at danne sig noget nærmere begreb om den tertiære overflades topografi i denne egn, men det er bemærkelsesværdigt, at man inden for det her behandlede område træffer tertiært glimmerler så højt ved Brodersmark (IX, 35 i kote $\div 21$ m DNN). *L. Banke Rasmussen* (1958) nævner da også den mulighed, at tertiæret ved Brodersmark er en stor glacialflage. I den øvrige del af Møgeltønder Kog må man regne med, at tertiæret overalt ligger dybere end 30 m u. t.

Ovenpå tertiæret træffes aflejringer fra de 3 istider med mellem-

liggende interglacialtider. En kort gennemgang af boringen ved Brodersmark vil give et ret godt indtryk heraf:

m DNN	beskrivelse D. G. U.	tolkning
+ 0,94 til + 0,76	muld	marsk
+ 0,76 » + 0,29	forlandsklæg	
+ 0,29 » + 0,04	fed, mørk klæg	
+ 0,04 » ÷ 0,06	tørv	basistørv, postglacial
÷ 0,06 » ÷ 0,21	sand, groft, tørvebl.	
÷ 0,21 » ÷ 3,06	sand, fint, var. kornstr., gulbrunt	flyvesand, Yngre Dryas
÷ 3,06 » ÷ 4,06	sand, meget fint, enskornet, gullig brunt	
÷ 4,06 » ÷ 4,56	sand, meget fint, lyst	niveo-eolisk og niveo-fluvialt sand fra tiden før Allerød
÷ 4,56 » ÷ 5,06	sand, meget fint, med små mørke korn	
÷ 5,06 » ÷ 6,36	sand, meget fint, glimmerholdigt	
÷ 6,36 » ÷ 9,36	sand, meget fint, enskornet	
÷ 9,36 » ÷ 12,61	sand, mellemkornet med enkelte småsten, lyst gråt	Smeltevandsaflejringer fra sidste istid
÷ 12,61 » ÷ 13,31	sand, stenet med ært til nøddestore sten og skalfragmenter, gråt	
÷ 13,31 » ÷ 13,56	sand, stenet med enkelte lerkumper	
÷ 13,56 » ÷ 14,46	moræneler, gråt, sandpræget med enkelte skalfragmenter i den øverste del	Smeltevandserosion, Eemlag på sekundært leje
÷ 14,46 » ÷ 17,06	moræneler, gråt, sandpræget, ret stenet	moræneler, senest næstsidste istid
÷ 17,06 » ÷ 21,46	moræneler, gråt, ved 22,25 m u. t. (÷ 21,31 m DNN) med talrige småsten	
÷ 21,46 » ÷ 25,41	glimmerler, brunt, med enkelte skalfragmenter, bl. a. Nucula sp.	tertiært glimmerler
÷ 25,41 » ÷ 32,06	glimmerler, mørkt, fedt. Ved 31,30 m u. t. (÷ 30,36 m DNN) og 32,10 m u. t. (÷ 31,16 m DNN) med lys gul-brune konkretioner.	

Langs den i beskrivelsen af kortet (pl. I) omtalte midterryg (NV—SØ) er der foretaget 3 dybdebobringer, jfr. fig. 1 og den nærmere beskrivelse i tabellerne, pp. 154—156. Man får her et levende indtryk af den store variation, særlig i smeltevandsaflejringerne, som vil blive søgt tolket senere. Der kan dog kun blive tale om meget løse, hypotetiske slutninger, da det ikke er muligt i større omfang at finde tilstrækkeligt udbredte lag af organisk materiale eller regelmæssigt skiftende flodaflejringer, der kan sikre en relativ aldersbestemmelse, især på grund af lokal kraftig erosion i lagfølger, der selv under dannelsen er stærkt varierende.

Undersøgelser af Elbens Urstromtal og den nedre Emsdal har vist, at disse dale, der er nedskåret i den tertiære overflade uden hensyn til det tidligere relief, har været bestandige gennem alle tre istider bortset fra mindre forlægninger (*W. Dechend*, 1956). Noget tilsvarende synes at have været tilfældet med Vidåens dal, selv om det kun er yderst lidt, man ved om den første istid. Af boringerne ved Brodersmark (IX, 35) og ved Pokkenbøl (II, 70) fremgår det, at Vidå-dalen har været opfyldt af noget morænemateriale fra den anden istid. Det drejer sig sikkert om bundmorænemateriale, og dalene har stadig eksisteret, hvilket tydeligt fremgår af den senere udvikling.

I slutningen af næstsidste istid blev de vestslesvigske smeltevandsfloder samlet i een stor Eider Urstromtal med udløb gennem det nuværende Lister Dyb. Længere mod vest var den en sidedal til Elbens Urstromtal. I anden interglaciertid blev klimaet atter ret mildt (tempereret), og havspejlet lå kun få m under det nuværende. En stor tvegrenet havarm (Eemhavet) strakte sig da gennem den omtalte smeltevandsdal fra Lister Dyb dels mod øst ind i Vidå-dalen og dels mod syd til Husum mellem det gamle landkompleks Sild — Føhr — Amrum og den nuværende geestrand (*P. Woldstedt*, 1954). Eider-dalen lå på dette tidspunkt syd for det landkompleks, som den omtalte bugt af Eemhavet skød sig ind i. Eemhavets aflejringer starter med sandede lag svarende til transgressionsfasen og slutter med klægaflejringer i den regressive fase. Lagene er grågrønne og karakteriseres af en fauna fra et lidt varmere klima end det nuværende. Som referensflade er disse aflejringer af stor værdi, men smeltevandsfloderne fra den sidste istid har de fleste steder i Vidå-dalen eroderet ned i de underliggende lag. Med sidste istids begyndelse skete afvandingen af Flensborg og Tinglev hedesletter gennem Soholm Å, Lek Å, Vidåen og Brede Å, der alle benyttede den gamle sænkning fra før Eemtiden med udløb gennem Lister Dyb. Senere

søgte smeltevand fra Soholm Å og Lek Å direkte mod sydvest, hvorved der dannedes et vandskel fra geestøen ved Nibøl via Føhr til Sild. I dette område lige syd for rigsgrænsen er Eemhavets aflejringer derfor bevaret nogenlunde uberørt, hvilket fremgår af en boring af *E. Dittmer* ved Hunwerthshusum (1954), som kort skal gengives her:

Kote ca. +1 m N.N.

0,0 til	5,9 m	gråt finsand (vadeaflejringer, Holocen)
5,9 »	6,4 »	basistørv (Holocen)
6,4 »	10,0 »	gråt finsand (Würm – glacifluviatilt)
10,0 »	10,4 »	brunt, svagtsandet Sphagnumtørv (Würm - Interstadial)
10,4 »	11,7 »	gråt finsand (Würm – glacifluviatilt)
11,7 »	12,5 »	grågrønt, sandet ler (Eem)
12,5 »	(17,0) »	grågrønt, leret finsand (Eem)

Eemet er ikke fuldstændigt bevaret i denne boring. 5—6 m er eroderet bort af smeltevand fra sidste istid. Ifølge *Dittmers* angivelse skal Eemaflejringerne oprindelige overflade være beliggende ca. i kote $\div 5$ m DNN. I Vidå-dalen har erosionen som nævnt været voldsom, og Eemaflejringer på primært leje mangler ofte helt. Ved 5 boringer umiddelbart syd for Tønder træffes Eemet i kote $\div 12$ m til $\div 16$ m DNN, ved Dyrhus $\div 7$ m DNN, Rudbøl $\div 22$ m DNN, ved 3 boringer i Gl. Frederikskog $\div 16$ m, $\div 18$ m og $\div 23$ m DNN (*Sigurd Hansen*, 1955). Man får herved et ret godt indtryk af den kraftige erosion, der har fundet sted, og som i de centrale dele af Vidå-dalen har været mindst 20 m.

Ved overgangen til Senglacialtid lå kystlinien ved Doggerbanken og Jyllandsbanken. Det skiftende havspejl har medført ændret erosionsbasis for floderne, men i højglacial tid har havet ligget mindst 100 km borte, og faldet har været stort i dette område, samtidig med at vandføringen om sommeren ligeledes har været stor.

Flodudvikling og klimasvingninger gennem høj- og senglacial tid.

Efter den her givne supplerende oversigt til alment kendte træk af Sønderjyllands glacialmorfologi, skal der gås lidt nøjere ind på de virkende kræfter og sedimentationsbetingelser under Senglacialtiden, for endelig at kunne slutte med de morfologiske betragtninger over den behandlede terrainflade under Møgeltønder Kog. Fremstillingen af vekselvirkningen mellem flodudviklingen og klimasvingningerne fra højglacial tid til Postglacialtidens begyndelse er i hovedtrækkene beskrevet efter *L. J. Pons* (1957).

I den første del af Istiden, medens landisen bredte sig, (Pleniglacial A) var klimaet koldt og fugtigt. Der herskede voldsomme snestorme, og jordbunden var permanent frossen. Plantevæksten har været yderst sparsom eller har helt manglet, hvorfor hele land-overfladen var i bevægelse. På grund af permafrosten har vandet måttet løbe overfladisk af, floderne har derfor periodisk haft en enorm transport, hvilket igen har betydet en stærk nedskæring af smeltevandsfloderne. På grund af at de samtidig har haft stort fald (stærk sænkning af havspejlet), stor vandføring (forår og sommer) samt stor materialetilførsel (store strømstyrker samt rigelig tilførsel bl. a. ved solifluktion fra siderne), har de været ude af ligevægt. Det er ved forsøg bl. a. fra Mississippi-dalen (*Fisk*, 1944) kendt, at en ændring af en flods ligevægt f. eks. ved ekstra tilførsel af store vandmængder betyder dannelse af et forgrenet flodleje, som man f. eks. kan se det i dag i Durance's nedre løb. Om vinteren har der været nogen sandflugt (blandet med sne: niveo-eolisk), men den overvejende sedimentation har været smeltevandsstrømme (blandet med sne: niveo-fluvial).

I højglacial tid (Pleniglacial B) nåede landisen sin maximale udbredelse, klimaet var koldt og tørt. De dannede dalformer stabiliseredes, selv om de ikke nåede at indstille sig på ligevægtstilstanden. Vandføringen var stadig uregelmæssig og flodlejet forgrenet. Sandflugten har været betydelig i den del af året (vinteren), hvor flodlejerne var tørre, niveo-eolisk sedimentation. Disse flyvesandsaflejringer er kendt som lerholdigt flyvesand med en typisk tvetoppet kurve over kornstørrelsesfordelingen. De består således af en grovere fraktion med kornstørrelser på 100—150 μ og en finere fraktion med kornstørrelser på 20—50 μ . Disse lerede flyvesandsaflejringer er afsat i dalene (fra Pleniglacial A), hvor der har været læ. Fremherskende vindretning har sandsynligvis været NV. Fra denne periode stammer endvidere en del af de mellemeuropæiske løss-aflejringer, der er ført længere væk af vinden og aflejret på fugtige steder eller mellem vegetation. I Belgien og Holland træffes f. eks. tre løss-aflejringer over hinanden. Begge de ældste begynder med et aneligt solifluktionslag og ender ofte med mørktfarvede gley-fænomener, det yngste af disse yderligere med stærke kryoturbationer (forstyrrelser af sedimentationen under indflydelse af frostvirksomheder, jfr. fig. 3A). Det yngste løss-lag er langt det tykkeste, farven gullig og aflejringen mere homogen. Det har ligeledes nederst et solifluktionslag og slutter som det mellemste lag med kryoturbationer. De to ældre løss-lag stammer begge fra den sidste istid (Pleniglacial B, adskilt af en

mellemliggende Würm-Interstadial, jfr. Brørup moserne og *E. Dittmers* profil fra Hunwerthshusum). Materialet er hentet fra de nærliggende floddale dannede i Pleniglacial A. Det yngste løss-lag er fra Yngre Dryastid (jfr. senere).

Ved Istidens slutning og overgangen til Senglacialtid var klimaet stadig temmelig koldt, i den sidste del af Senglacialtid frem for alt fugtigt med afvekslende stadigt varmere perioder. Tilbageatrækningen af isen sker i stadier, og havspejlets stigning følger disse, jfr. tabel I—II.

I Ældste Dryastid var betingelserne endnu nogenlunde de samme, men med den varmere Bølling-Interstadial blev vand- og materialetilførslen betydeligt mindre, regelmæssigere og transporten af finere materiale forholdsvis større. I stedet for grus og sand aflejredes finsand og ler, men smeltevandsfloderne dannede dog stadig forgrenede lejer. Med Ældre Dryastid stabiliseres tilstanden, og ved overgangen til den varme Allerødtid sker der en yderligere udvikling med dannelsen af store, dybe, meanderende løb med leveer. Floderne begynder nu rigtigt at kunne skære sig ned. Klimaforbedringen i Allerødtid var så betydelig, at permafrosten forsvandt for første gang siden Istiden. Dette forandrede fuldstændigt flodernes karakter, idet nedbøren nu kunne sive ned i jorden, hvorved vandtilførslen blev regelmæssigere. Solifluktionen var ligeledes hørt op, hvorfor materialetilførslen samtidig blev mindre. Den stærke tilbageatrækning af landisen i denne periode betød endvidere en så stærk stigning af havspejlet, at det fuldstændigt ændrede flodernes erosionsbasis. Siden højglacial tid var stigningen ca. 40—50 m, hvilket i den ret flade Nordsø har bevirket en betydelig forkortelse af afstanden til havet. Floderne skar sig derfor ned, og en stor del af det tidligere system blev forladt og fyldt op af tørvedannelser. Det milde klima betød endvidere udbredt plantevækst, hvilket vil sige, at sandflugten, der havde været dominerende siden Pleniglacial B (muligvis med en mindre afbrydelse i Bøllingtiden) også hørte op.

Efter Allerød blev klimaet atter koldere. Skovvæksten forsvandt, og der dannedes igen permafrost. Klimaet var samtidig fugtigt på grund af havets nærhed, hvilket resulterede i en stærk solifluktion, som yderligere afrundede terrainformerne og bevirkede udskridning i dalsystemer, hvorved den asymmetri skabtes, der bl. a. karakteriserer det sydøstlige bassin på pl. I. I Allerød var overfladen blevet udsat for vind- og vejrsmuldring, som under de nuværende forhold, og forsynet med en jordbund. Nu blev alt dette æltet sammen til en tyk grød, som gled ned ad bestående skrænter over det frosne

underlag. Under de ændrede betingelser blev flodsystemerne fyldt op, og der dannedes igen forgrenede flodlejer med ujævn vandføring og stærk materialetilførsel. Der afsattes atter grus og sandaflejringer i flodsengene. Herved skabtes der betingelser for en stærk sandflugt i den tørre årstid. Vindretningen har i denne periode været VNV. Ved overgangen til Postglacialtiden forbedredes klimaet igen. Permafrost og solifluktion hørte op, vandtilførslen til floderne blev atter mere regelmæssig, og floderne skar sig ned i deres terrasser. Skoven bredte sig igen, og de dybe udblæsninger (bl. a. det nordvestlige bassin på pl. I) blev fyldt med tørveaflejringer. Flodaflejringerne blev atter finkornede. Sandflugten fortsætter derimod mange steder til ind i Boreal.

To gange får man således en udvikling, der under arktiske forhold begynder med forgrenede flodlejer med grus- og sandaflejringer, uregelmæssig vandføring og sandflugt i vinterperioden efterfulgt af en overgang til varmere perioder med flodaflejringer af finsand og ler, der slutter med nedskårne dybe floder under de relativt varme perioder, hvor erosionsbasis fornyes på grund af ændret havspejl og regelmæssig vandtilførsel. Ved den sidste udvikling forlades de oprindelige forgrenede flodlejer, og de gamle render fra overgangsstadierne fyldes med tørv.

Flyvesandsaflejringer.

Af det ovenstående fremgår det, at flyvesandsaflejringer er foregået i Pleniglacial B, Ældste, Ældre og Yngre Dryas: perioder med kraftig vind og megen sand til rådighed fra de tørre flodlejer med ringe eller ingen vegetation. Om disse aflejringer skal følgende oplysninger gives i kortfattet oversigt efter *Edelman & Zandstra* (1956) og *Edelman & Maarleveld* (1958): Kornstørrelser: Prototype, max: 105—210 μ , visse aflejringer (de ældste) er meget finkornede, max: 50—105 μ , visse aflejringer (de yngste) er mere grovkornede, max: 210—420 μ . Lagdelingen er her overvejende horizontal. Mangelen på krydslejring, der er det normale, tydes som indflydelse af sne, der senere er forsvundet ved fordampning, sandet har derefter lejret sig i tynde lag (niveo-eoliske aflejringer). Om det yngre flyvesand fra Yngre Dryastid nævnes, at det har færre partikler <105 μ samt stedvis har indlejret lag af smågrus. Aflejringerne fra denne periode er mindre horizontale, og det svagt bakkede relief er mere udpræget. Dette yngre flyvesand er på grund af havstigningen og vegetationsændringen langt mere lokalt begrænset. Findes især langs floddale (langs de østlige bredder) og er dannede i bestemte perioder afhængig af klimasvingninger.

Beskrivelse og tolkning af seks dybdeboringer udført af D.G.U.

(Boringerne er alle beliggende inden for området).

Som tidligere nævnt er det svært at jævnføre skiftet af aflejringer i nogle få boringer, da de virkende kræfter fungerer yderst forskelligt i forskellige niveauer, samtidig med at smeltevandets under og efter sidste istid lokalt har eroderet kraftigt og skabt lakuner i aflejringsserierne. Ved tydningen og opstillingen af de seks dybdeboringer udført af D. G. U. har det derfor været nødvendigt at gå frem på følgende måde: Kun lagenes reelle koter er anvendt. Tydningen af lagene er påbegyndt fra overfladen, hvor basistørven danner overgangen til de senglaciale lag, og hvor man de fleste steder nogenlunde sikkert har kunnet finde frem til Allerød-horizonten. Dernæst er tydningen fortsat nedefra, hvor bundlaget de fleste steder har været let at karakterisere til og med Eem-lagene på primært eller sekundært leje. De mellemliggende sandlag evt. med ærte- til nøddestore sten, smeltevandsler eller finsandslag skulle derefter enten være smeltevandsaflejringer i de tidligere beskrevne faser af flodudviklingen, flyvesandsaflejringer (niveo-eoliske), solifluktlagslag eller levee-virkninger fra meanderende flodarme. Her spiller beliggenheden af den enkelte boring naturligvis ind samt den kote, som de nævnte lag har. Boringerne skal derfor behandles i tre sæt efter beliggenhed:

Terrassefladen, Brodersmark (IX, 35). Overfladekote + 0,94 m DNN.

+ 0,94 til + 0,04	klæg.
+ 0,04 » ÷ 0,21	tørve med sand, basistørve.
÷ 0,21 » ÷ 3,06	sand, fint, varierende i kornstørrelse.
	Yngre flyvesand.
÷ 3,06 » ÷ 6,36	sand, meget fint. Niveo-eolisk sand?
÷ 6,36 » ÷ 9,36	sand, fint, enskornet.
	Niveo-fluvialt sand? } Smeltevandssand,
÷ 9,36 » ÷ 13,56	stenet sand. } sidste istid.
÷ 12,61 » ÷ 13,31	Eemskaller, sek. leje.
÷ 13,56 » ÷ 21,46	moræneler, næstsidste istid?
÷ 21,46 » ÷ 32,06	glimmerler, tertiært.

Terrassefladen, Pokkenbøl (II, 70). Overfladekote + 0,70 m DNN.

+ 0,70 til + 0,08	klæg.
+ 0,08 » ÷ 0,26	tørve med sand, basistørve.
÷ 0,26 » ÷ 1,80	sand, lyst, fin – mellemkornet. Yngre flyvesand.
÷ 1,80 » ÷ 2,90	sand, lyst, fint, glimmerholdigt. Ældre flyvesand.
÷ 2,90 » ÷ 5,70	sand, lyst, med lignit. Ældre flyvesand?
÷ 5,70 » ÷ 6,10	sand, lidt grovere med enkelte sten. Solifluktion?
÷ 6,10 » ÷ 6,60	sand, lyst, fint.
÷ 6,60 » ÷ 9,05	sand og grus, nederst lerblandet. } smeltevandssand,
÷ 8,30 » ÷ 8,50	Eemskaller, sek. leje. } sidste istid.

$\div 9,05$	»	$\div 14,30$	moræner, næstsidste istid.
$\div 14,30$	»	$\div 30,30$	smeltevandssand og grus, istid?

1. Brodersmark og Pokkenbøl, der er beliggende på terrassefladen med aflejringer fra næstsidste istid, der umuliggør smeltevandsaflejringer fra den sidste nedisning henholdsvis under kote $\div 13,56$ m og $\div 9,05$ m DNN. De er ligeledes beliggende tilstrækkelig langt fra Vidåens meanderende flodarme, til at man kan se bort fra leveevirkninger. Af disse to steder kan Pokkenbøl muligvis være nået af solifluktionsvirkninger, hvilke man kan se bort fra i tilfældet Brodersmark, der derfor må stå som det typiske profil for terrassefladen, hvor der i de kritiske niveauer $\div 9,36$ m til $\div 3,06$ m DNN kun kan være tale om niveo-fluviatile og niveo-eoliske aflejringer. Denne boring blev derfor udvalgt til beskrivelse i detaljer (jfr. p. 148), og tolkningen er her ført helt igennem. Det fine enskornede sand $\div 9,36$ m til $\div 6,36$ m DNN er anslået til at være niveo-fluviatilt, den øvre del af smeltevandsaflejringerne fra sidste istid, medens det ovenfor liggende sand $\div 6,36$ m til $\div 3,06$ m DNN er antaget at være niveo-eolisk. Det er beskrevet som værende meget fint sand, nederst glimmerholdigt, dernæst med små mørke korn og øverst lyst til gullig-brunt. Fra $\div 3,06$ m til $\div 0,21$ m DNN angives sandet som fint, men varierende af kornstørrelse. Dette passer godt på det yngre flyvesand, hvorfor Allerød-horizonten her anslås til at ligge i kote $\div 3,06$ m DNN, selv om den nedre podzolhorizont mangler.

I Pokkenbøl-boringen slutter de sikre smeltevandsaflejringer fra sidste istid i kote $\div 6,60$ m DNN, herover findes lyst fint sand til kote $\div 6,10$ m DNN, der uden tvivl må anses for niveo-fluviatilt materiale. Herover findes fra $\div 5,70$ m til $\div 6,10$ m DNN sand med enkelte sten, der må antages at være et solifluktionslag, hvorover findes lyst, fint, glimmerholdigt sand med lignitstykker til $\div 2,90$ m DNN (niveo-eolisk sand fra før Allerød) overlejret af lyst fint glimmerholdigt sand til kote $\div 1,80$, der ligeledes må tydes som ældre flyvesand. Den øverste del af sandprofilet kote $\div 0,26$ m til $\div 1,80$ m DNN betegnes som lyst, fin — mellemkornet sand og tydes som yngre flyvesand. Allerød-horizonten skulle således være beliggende i kote $\div 1,80$ m DNN.

Terrassefladen, Herredsvejen (II, 14). Overfladekote $+0,74$ m DNN.

$+ 0,74$	til	$\div 0,06$	klæg.
		$\div 0,06$	top af podzolprofil, basistørv mangler.
$\div 0,06$	»	$\div 2,46$	sand, ens- og mellemkornet. Yngre flyvesand.
		$\div 2,46$	top af podzolprofil, Allerødhorizont.
$\div 2,46$	»	$\div 3,06$	sand, ens- og mellemkornet. Ældre flyvesand.

÷ 3,06 » ÷ 3,56	sand med enkelte småsten. Solifluktlionslag?	
÷ 3,56 » ÷ 5,01	sand, ens- og finkornet.	
÷ 5,01 » ÷ 5,11	ler, stenfrit, uden skaller.	
÷ 5,11 » ÷ 5,76	sand, gråt, fint, nedeft grovere.	} Smeltevands- aflejringer, sidste istid.
÷ 5,76 » ÷ 6,61	sand med enkelte småsten.	
÷ 6,61 » ÷ 9,81	sand, fin - mellemkornet.	
÷ 9,81 » ÷ 10,66	smeltevandsler, næstsidsle istid.	
÷ 10,66 » ÷ 29,26	finkornet smeltevandssand, næstsidsle istid.	
Terrassefladen, Sødarn (II, 8). Overfladekote +1,23 m DNN.		
+ 1,23 til + 0,79	klæg.	
+ 0,79 » ÷ 1,07	top af podzolprofil, basistørv mangler.	
÷ 1,07 » ÷ 1,07	sand, fint, enskornet. Yngre flyvesand.	
÷ 1,07 » ÷ 5,77	top af podzolprofil, Allerødhorizont.	
	sand med enkelte småsten. Solifluktlion og smeltevandssand (levee?).	
	÷ 3,17 tynd lerstribel.	
÷ 5,77 » ÷ 9,27	sand, fint, enskornet.	} Smeltevands- aflejringer, sidste istid. Eem på sek. leje.
÷ 9,27 » ÷ 13,17	finsand, svagt lerblandet.	
÷ 13,17 » ÷ 17,17	finsand med skalfragmenter.	
÷ 17,17 » ÷ 18,17	sand med enkelte småsten	} Smeltevandsaflejringer fra næstsidsle istid.
÷ 18,17 » ÷ 31,62	finsand, lerblandet med brunkulssnus.	

2. Boringerne Herredsvejen (II, 14) og Sødarn (II, 8) ligger ligeledes på terrassefladen, men er knapt så rene, omend af helt forskellige årsager. Herredsvejen er anlagt netop i det strøg, som et af de største solifluktlionsskred i Yngre Dryas har fulgt fra Møgeltønder by direkte mod sydvest. Man finder da også et lag, der må karakteriseres som solifluktlionslag kote ÷3,06 m til ÷3,56 m DNN. Herunder træffes gråt, ens- og finkornet sand ÷3,56 m til ÷5,01 m DNN, der kan tydes som ældre flyvesand oven på smeltevandsler (÷5,01 m til ÷5,11 m DNN), der afslutter en typisk sedimentationsserie af smeltevandsaflejringer. Oven på solifluktlionslaget findes ens- og mellemkornet gullig-gråt sand, der afsluttes med en podzolhorizont ÷2,46 m til ÷2,51 m DNN (Allerød). Herover findes yngre flyvesand til kote ÷0,06 m DNN.

Sødarnboringen 700 m sydøst herfor er beliggende lige på randen af den meanderende flodarm, hvorved bebyggelsen Ved Æn er beliggende. Denne flodarm har været meget aktiv, den er dyb (under ÷10 m DNN), uden tørveaflejringer, og den har tilsyneladende skåret sig ned i den behandlede terrainflade, der fortsætter mod sydøst ud over kortets rand (ifølge boringer af B. Valeur Larsen, udført 1959). Dette betyder, at man her dels har solifluktlionsvirkninger som ved Herredsvejen og dels levee-virkninger fra flodarmen.

Detailtydning af boringen bliver derfor vanskelig, når man kommer dybere end den nedre podzolhorizont kote $\div 1,07$ m DNN (Allerød) og højere end de sikre smeltevandsaflejringer i kote $\div 9,27$ m DNN. Imellem disse to niveauer findes sand, gråt, fint og enskornet ($\div 9,27$ m til $\div 5,77$ m DNN) og sand med enkelte småsten ($\div 1,17$ m til $\div 5,77$ m DNN), hvor der endvidere i $\div 3,17$ m DNN findes en tynd lerstribe. Overgangen $\div 5,62$ m til $\div 5,77$ m DNN består endelig af grovere sand med nøddestore sten. Man må her sikkert regne med skiftende solifluktlagslag og smeltevandsaflejringer.

3. De to sidste boringer er beliggende neden for terrassen langs den nævnte flodarm af Vidåen, dels ved Kærgård, lige syd for Møgeltønder og dels ved Rudbøl.

Vidå-dalen, Kærgård (XI). Overfladekote $+0,58$ m DNN.

$+ 0,58$ til $\div 0,17$	klæg.	
$\div 0,17$ » $\div 1,92$	basistørv.	
$\div 1,92$ » $\div 2,72$	sand med talrige småsten.	Solifluktlagslag?
$\div 2,72$ » $\div 7,72$	sand, gråt, mellem- og enskornet.	Niveo-fluviatil afl.?
$\div 7,72$ » $\div 8,72$	sand, groft med sten.	} Smeltevandsaflejringer, sidste istid.
$\div 8,72$ » $\div 35,40$	enkelte lerklumper.	
$\div 35,40$ » $\div 35,40$	sand, groft med sten og grus.	Solifluktlagslag?

Vidå-dalen, Rudbøl (IX, 78). Overfladekote $+0,64$ m DNN.

$+ 0,64$ til $\div 2,44$	klæg.	
$\div 2,44$ » $\div 7,06$	finsand, svagt lerblandet. Vadesand, basistørv mangler.	
$\div 7,06$ » $\div 9,36$	sand, fint, enskornet.	Niveo-fluviatilt.
$\div 9,36$ » $\div 9,76$	sand med bryozofragmenter.	} Smeltevandsaflejringer, sidste istid.
$\div 9,76$ » $\div 10,46$	sand med enkelte småsten.	
$\div 10,46$ » $\div 13,56$	finsand, nedefters lidt grovere.	
$\div 13,56$ » $\div 21,96$	sand og grus med Eemskaller, sek. leje.	
$\div 21,96$ » $\div 32,32$	Eemler, primært leje.	

Boringen ved Kærgård består i overvejende grad af grus med sten og groft sand, der må hidrøre fra Møgeltønder ved solifluktion mod syd. Der er således et øvre solifluktlagslag lige under basistørven ($\div 1,92$ m til $\div 2,72$ m DNN) og et nedre solifluktlagslag begyndende i kote $\div 8,72$ m DNN. Herimellem findes sand, gråt, mellem- og enskornet, der må antages at være niveo-fluviatilt samt et nedre groft sandlag med sten- og lerklumper, der må tolkes som smeltevandsaflejringer fra sidste istid. I boringen ved Rudbøl (IX, 78) mangler basistørven. Dette skyldes uden tvivl, at boringen er beliggende lige øst for et gammelt digebrud umiddelbart nord for Rudbøl by. Digebruddet kan stadig erkendes ved tilstedeværelsen af en sø (»wheel« eller

»høle«) på dette sted. Det svagt lerblandede finsand til kote $\div 7,06$ er derfor tolket som vadesand. Det øvre smeltevandssand er sat til kote $\div 9,36$, herunder findes finsand med bryozofragmenter til $\div 9,76$ m DNN og dernæst finsand med enkelte småsten. Solifluktionslag er udelukket i denne boring. Mellem $\div 7,06$ m og $\div 9,36$ m DNN findes sand, gråt, fint og enskornet, der er tydet som niveo-fluviatilt.

Morfologisk beskrivelse af geestoverfladen under Møgeltønder Kog.

Der skal nu forsøges en morfologisk tolkning af geestoverfladen under Møgeltønder Kog. Til støtte herfor bringes først i skematisk form en oversigt over klima, jordbundsforhold, virkende kræfter (floder og vind) samt resultatet heraf (erosion og sedimentation) plus en omtrentlig angivelse af havspejlets niveau (tabel II, p. 181). Dernæst opregnes resultatet af de forskellige kræfters virkning til forskellig tid, og til slut forsøges disse resultater samlet til et helhedsbillede.

Eemhavets virkning.

Det mest iøjnefaldende træk i terrainet vest for Møgeltønder er den ret høje, markante geestskrænt syd for Bønderby. Den er tidligere omtalt som dannet af havet i Bronzealderen. Dette kan dog ikke være tilfældet, da havet på det tidspunkt lå ca. 3 m under det nuværende niveau. Det kan heller ikke være en senmiddelalderlig kystskrænt, da den øvre marine grænse ligger ca. i kote $+1$ m DNN, samtidig med at området i hele Subatlanticum var et indre beskyttet bassin. Mere sandsynligt er det, at skrænten er udformet af Eemhavet, der ganske vist heller ikke nåede højere niveauer end Bronzealderhavet. På sidstnævnte tidspunkt fandtes imidlertid aflejringer fra sidste istid og Senglacialtid, som ikke eksisterede under Eemhavet. Man må derfor tænke sig skrænten fortsat under den nuværende overflade. Eemaflejringer kan dog næppe findes på grund af erosion i disse niveauer af smeltevandet fra sidste istid, der især under afsmeltningssfasen ligeledes må have været medvirkende ved udformningen af denne skrænt.

Solifluktionens virkning.

Der er under terrainbeskrivelsen gjort opmærksom på den helt forskellige topografi i vest og øst langs geestranden, en forskel, som hovedsagelig skyldes solifluktion under Yngre Dryas. Der fandt også en stærk solifluktion sted under Pleniglacial A, men virknin-

gerne heraf er sikkert skyllet bort med smeltevandet under de høje forårsvandstande. At solifluktionen især har gjort sig gældende langs den østlige halvdel af geestskrænten, skyldes dels de materialer, bakkeøen er opbygget af, og dels dens terrainformer. Mod vest består Bønderbyhalvøen af mergel og moræner, samtidig med at de højest liggende punkter (vandskellet) ligger umiddelbart over skrænten. Dræningen foregår derfor hovedsagelig mod nord, en retning, som solifluktionen har fulgt. I den østlige del lige vest for Møgeltønder er bakkeøen opbygget af grus og sand, og vandskellet ligger noget længere nord for skrænten. Begge disse faktorer har i høj grad favoriseret en betydelig solifluktion mod syd. Der kan da også her konstateres et ca. 4 km² stort område med udskredet materiale: kurvebilledet har et karakteristisk takket forløb, og landskabsformerne er udfladede og kuplede. Udskridningerne har tilsyneladende fyldt terraintet op ned til ± 1 m kurven og når sit største fremstød mod sydvest fra Møgeltønder by helt ned til den tidligere omtalte midterryg, der er orienteret NV—SØ. I den vestligste rand af kortet ses en tilsvarende udskridning, der stammer fra en sidedal mellem Kannikhus og gården Brink, der ligger på sin egen lille afrundede bakkeø.

Sandflugtens virkning.

Som det fremgår af tabel II, har der hersket stærk sandflugt i 3 perioder: Pleniglacial B — Ældste Dryas, Ældre Dryas og Yngre Dryas — Preboreal. Det bliver dog nødvendigt at slå de 2 første sammen, da det ikke har været muligt at udskille nogen virkning af Bølling-Interstadialen. Der er således en ældre periode før Allerød med fremherskende vindretning NV og en yngre periode efter Allerød med fremherskende vindretning VNV. Virkningen af sandflugten er dels udblæsninger og dels dannelsen af klitter. Som omtalt tiltager kornstørrelsen fra de ældste til de yngste flyvesandsaflejringer, samtidig med at flyvesandet fra den ældste periode samt fra den arktiske del af Yngre Dryas sikkert er aflejret sammen med sublimeret sne, der senere er fordampet (niveo-coliske aflejringer), *Edelman & Zandstra* (1956) og *Edelman & Maarleveld* (1958). Herved er de ældre former blevet mere udjævnede, da sandet efter sneens fordampning lejrer sig i tynde lag.

Ældre flyvesand.

Betragtes topografien med udblæsninger og klitrygge i retningen NV—SØ for øje og ses der bort fra de netop beskrevne solifluktions-

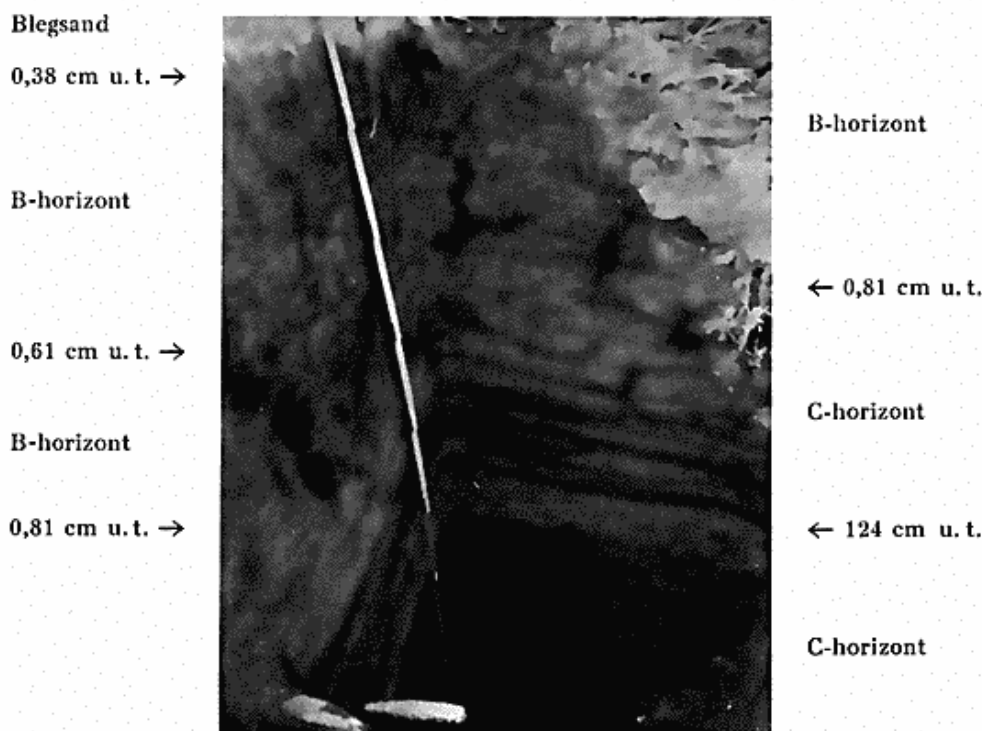


Fig. 2. Profilet Sødum II,8. Øverst ses overgangen fra blegsand til B-horizonten, jfr. iøvrigt beskrivelsen nedenfor.

Fig. 2. Geest ridge of blown sand (Sødum II,8) podzolized and superposed by clay, cfr. description p. 162.

fænomener fra Yngre Dryas, konstateres dels en stor udblæsning og dels en karakteristisk ryg. Udblæsningen løber langs hele geestranden og har en bredde på ca. $1\frac{1}{2}$ km. Bunden af udblæsningen må have ligget ca. i kote $\pm 3,50$ m DNN. Der har sikkert i denne store U-formede dal været mindre småkuperet klittopografi, der dog af ovennævnte grunde senere er udjævnet, endelig har solifluktionen og sandflugten i Yngre Dryas henholdsvis sedimenteret og eroderet videre i denne flade. Syd for den beskrevne udblæsning ses den før omtalte ryg (midterryggen, beliggende NV—SØ). Den kan følges ud over kortet helt op til og med værftet Husum 2 km sydøst for Højer. Her består den af forholdsvis groft sand. Man kan derfor tænke sig denne ryg dannet i den seneste del af første sandflugtsperiode (Ældre Dryas), hvor sandet blev grovere og tendensen til dannelse af rygge mere udtalt. Kun boringen ved Pokkenbøl: II, 70 er beliggende på denne ryg. Det bør i denne forbindelse nævnes, at Pokkenbøl-boringen er et af de få steder, hvor det er konstateret, at bundmorænen fra næstsidste istid ikke er borteroderet helt af smeltevand fra sidste istid.

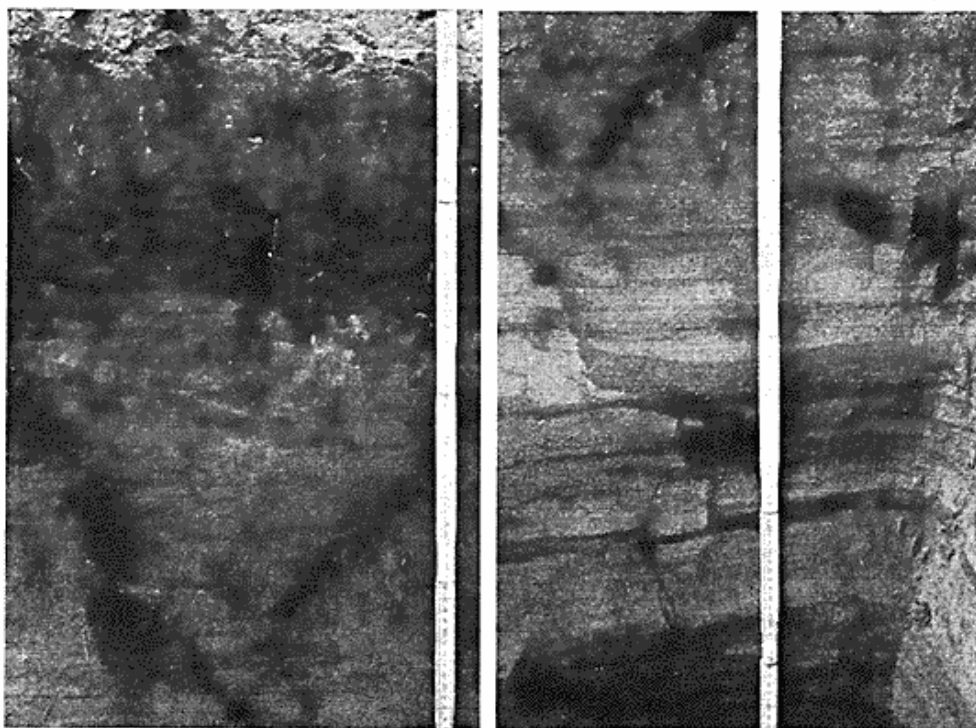


Fig. 3 A. Nærbillede af B-horizonten (Sødams II,8) 40 — 90 cm u. t.

Fig. 3 A. Close-up of the B-horizon (Sødams II,8) 40 — 90 cm. below surface.

Fig. 3 B. Nærbillede af C-horizonten (Sødams II,8) 80 — 140 cm u. t.

Fig. 3 B. Close-up of the C-horizon (Sødams II,8) 80 — 140 cm. below surface.

Yngre flyvesand.

I Yngre Dryas og Preboreal kommer atter en periode med stor sandflugt, udblæsning og klitdannelse. Vindretningen er VNV, materialet grovere og uens af kornstørrelse, ofte findes tynde lag af fint smågrus (Edelman & Maarleveld, 1958). I den øvre del findes tydelige kryoturbationer, jfr. fig 2 og 3 A, samt følgende beskrivelse af profilet ved Sødams: II, 8 (p. 162).

Hele dette profil må medregnes til yngre flyvesand, ifølge beskrivelsen, p. 156, træffes Allerød-horizonten først i kote $\div 1,07$ m DNN og derunder det ældre flyvesand.

Det yngre flyvesand har helt domineret landskabsudformningen på midterryggen og plateauet syd herfor med et småkuperet terrain, der på plateauet danner en mindre parabelklit med højde ca. 1,5 m. Vinden har endvidere foretaget udblæsninger i de rester af den før Allerød dannede store udblæsning langs geestranden, som solifluktionen i Yngre Dryas ikke havde fyldt. Herved er så endelig opstået det nordvestlige symmetriske bassin og det af solifluktionen asym-

m u. t.	beskrivelse	Overfladekote: + 1,23 m DNN.
0,00 til 0,23	klæg.	
0,23 » 0,25	A ₀ , mørkegråt humuslag.	
0,25 » 0,38	A ₁ , blegsand.	
0,38 » 0,81	B-horizont, delvis lagdelt, kryoturbationer. Mørke skorstene 1–3 cm af tykkelse, en enkelt 20 cm bred, fyldt med sort tørveal.	
0,61	her fandtes en ½ cm stribe med smågrus. Det er iøvrigt karakteristisk for hele den øvre del af profilet 0,00 til 0,81 m u. t., at der forekommer en mængde smågrus af ca. 1 mm's størrelse.	
0,81 » 1,24	renere mellemfint til mellemkornet sand, lys gulbrunt med horizontale aflejringer af grovere kornet sand. I to horisonter 1,10 m og 1,32 til 1,24 m u. t. fandtes illuvationslag: mørkebrune jernalshorisonter.	
1,24 » 1,60	grågrønt, mellemkornet sand med enkelte horizontale striber, f. eks. i 1,33 m u. t.	

metrisk udformede sydøstlige bassin. Den centrale del af sidstnævnte samt tungen mod VNV må være vindskabt i samme periode.

Postglacial erosion.

I Subboreal blev den vestlige del af området transgrederet af havet (Cardium-transgressionen ca. 2.000 f. Chr.), havspejlet stod da ca. i kote $\div 3,50$ m DNN. Den nord-syd gående rende til det nordvestlige bassin er sikkert dannet på dette tidspunkt. På overgangen til Subatlanticum ca. 700 f. Chr. var havspejlet steget til ca. $\div 2,25$ m DNN, d.v.s. at de af havet i forbindelse med tidevandet skabte render i det sydvestlige bassin nu fungerede og afvandede det nordvestlige bassin. Dette har dog hele tiden ligget godt beskyttet bag midterryggen (NV—SØ) og er stort set udelukkende fyldt op af tørvedannelser med et 20—50 cm tykt klægdække øverst, idet havet dækkede hele området i Middelalderen, inden inddigningen fandt sted i 1556. Det sydøstlige bassin har været i forbindelse med havet gennem den nordlige meanderende gren af Vidåen, der ses på kortet, og som har fungeret som tidevandsrende i slutningen af Postglacialtid. I dette bassin er der derfor udelukkende sedimenteret finsand-klæg, begyndende med finsandsaflejringer i bunden og sluttende med fed bassin-klæg, bortset fra den finsandsryg, der lukker bassinet og samtidig er en slags levee fra Vidå-renden.

Landskabsudviklingen.

Som resultat af denne undersøgelse kan følgende landskabsudvikling resumeres: Allerede i næstsidste istid fungerede Vidå-dalen som smeltevandsdal. I de højereliggende dele træffes pletvis bundmoræne fra samme istid med underliggende smeltevandsaflejringer, evt. Tertiær. I den påfølgende interglacialtid transgrederes Vidå-dalen af Eemhavet, som har strakt sig langt mod øst og syd, og som oprindeligt har skabt de karakteristiske geestskrænter langs bakkeøerne, der yderligere er udformede af smeltevandet ved landisens tilbagetrækning fra Østjylland. Skrænternes stejlehed afhænger af bakkeøens relief, idet der fandt kraftig solifluktion sted under sidste istid og i Senglacialtid (Yngre Dryas). Hvor naturlig dræning selv i mindre omfang har foregået via skrænten, er formerne meget udfladede. Et karakteristisk eksempel herpå ses lige øst for Tønder, hvor hovedvejen til Kruså fører op på bakkeøen ved Rørkær. Eemtidens havspejl har omtrent nået samme niveau som havet i dag. Under Istiden har Vidå-dalen fungeret som smeltevandsdal for store dele af Tinglev hedeslette. Ved Tønder har dalen været snævret ind mellem Tønder og Sdr. Løgum, vandføringen har været stor, samtidig med at faldet ligeledes har været stort, da havspejlet i højglacial tid stod 100 m lavere end nu. Smeltevandsfloden har derfor skåret sig dybt ned (mindst 20 m), hvilket fremgår af boringer til Eemaflejringer på primært leje. Istiden må iøvrigt opdeles i en kold og nedbørsrig tid (Pleniglacial A), hvor heftige snestorme herskede, og en kold og tør højglacial tid (Pleniglacial B), hvor sandflugten dominerede. Vindretningen har været NV. Smeltevandsfloderne har haft et forgrenet leje med sand- og grusbanker, der i den tørre vintertid har leveret materiale til sandflugten. I begyndelsen af Senglacialtiden er forholdene stadig de samme, men med overgangen til den varmere Allerød-periode skifter landskabet karakter. Permafrost og solifluktion ophører, hvorved vandtilførslen til Vidåen blev regelmæssigere samtidig med, at materialetilførslen blev mindre og mere finkornet. Vidåen udformede først meanderende hovedløb med leveer, som derefter blev forladt til fordel for et enkelt dybt løb. Denne udvikling skyldtes bl. a., at floden, ved forkortet afstand til havet på grund af den store afsmeltning af landisen, indstillede sig på en ny ligevægtstilstand og derfor skar sig ned. Det tidligere system trådte helt ud af funktion, og eventuelle forladte render blev fyldt med tørv. Plantevæksten har samtidig bredt sig, og skoven er indvandret (birk og fyr). Syd for Bønderby-halvøen lå da en stor U-formet udblæsningsdal med en klitryg omtrent parallelt løbende med bakkeø-

skrænten. Denne ryg kan konstateres ved tilstedeværelsen af podzolprofiler i kote $\div 1$ m til $\div 2,5$ m DNN, jfr. p. 155, foruden ved, at den morfologisk giver sig tydeligt til kende i den omtalte midterryg (NV—SØ). Terrassefladen, som er omtalt under terrainbeskrivelsen, er dannet af smeltevandsaflejringer med overliggende flyvesand (niveo-eolisk) langs bredderne af det forgrenede flodleje i Pleniglacial B. Terrassefladen var dog forud bestemt ved tilstedeværelsen af højtliggende moræneaflejringer fra næstsidste istid, der bevirkede, at denne del af smeltevandsdalen kun har fungeret med ekstraordinært høje vandstande i Vidå-dalen. Fladen er dernæst yderligere højnet og udformet af sandflugt i Ældste, Ældre og Yngre Dryas samt af solifluktion især i Yngre Dryas.

Af boringen ved Rudbøl ses det, at smeltevandet har eroderet sig ned til mindst kote $\div 22$ m DNN, syd for Møgeltønder til $\div 13$ m— $\div 17$ m DNN og syd for Tønder til $\div 12$ m— $\div 16$ m DNN. Over for erosion i disse niveauer har den behandlede geestflade ligget beskyttet af aflejringer fra næstsidste istid, hvis overfladekoter er følgende: Pokkenbøl: $\div 8,50$ m DNN, Herredsvejen: $\div 9,81$ m DNN og Brodersmark: $\div 13,56$ m DNN. Sidstnævnte har Eemskaller på sek. leje $\div 12,61$ m til $\div 13,31$ m DNN. Koterne på de øverste lag af smeltevandsler eller finsand i dalen syd for terrassefladen er syd for Møgeltønder: $\div 8,72$ m, Sødam: $\div 9,27$ m, Brodersmark og Rudbøl: $\div 9,36$ m DNN. Brodersmark og Sødam hører på grund af deres beliggenhed langs randen af terrassefladen snart til det ene og snart til det andet system. Oppe på terrassen ligger det øverste smeltevandsler eller finsand ca. i kote $\div 5$ m til $\div 6$ m DNN. Her er de egentlige smeltevandsaflejringer fra sidste istid således kun $2\frac{1}{2}$ til 4 m tykke og beliggende i et højere niveau end langs sydranden af terrassen. Smeltevandsaflejringerne må her stamme fra selve afsmeltningsfasen af landisen i Østjylland, hvor vandstanden i Vidå-dalen må have været højest, langs terrassens kant er disse aflejringer senere eroderet bort. På terrassen træffer man da også kun eet smeltevandslerlag, medens man visse steder langs sydranden af terrassen finder to lag. Boringer i nogle af de forladte meanderende løb viser, at disse render har meget stejle bredder, bunden er beliggende ca. i kote $\div 7$ m til $\div 7\frac{1}{2}$ m DNN. Løbene er tørvefyldte op til kote ca. $\div 3,75$ m DNN, hvorover findes finsandsaflejringer. Disse render skulle således være meanderende hovedløb i den seneste del af Ældre Dryas, der blev forladt i Allerødtid og fyldt med ca. $3\frac{1}{2}$ m tørv. Selve hovedløbet fra denne tid har i Ny Fredrikskog skåret sig dybere ned end kote $\div 13$ m DNN, hvilket fremgår af den tidligere nævnte borelinie, publiceret i 1956.

Af disse spredte oplysninger kan man slutte, at Vidå-dalen i dette område i Ældre Dryastid lå ca. i kote $\div 9$ m DNN. På grund af bundmoræneaflejringer, der ved Brodersmark var afsat på en højt op-
ragende tertiær glimmerlersknude, lå nord herfor en terrasseflade med smeltevandsaflejringer fra slutningen af højglacial tid ca. i kote $\div 5$ m og herovenpå niveo-fluviatile og niveo-eoliske aflejringer med et svagt kuplet relief, domineret af den omtalte midterryg og den store udblæsningsdal langs bakkeøskrænten. Denne flades niveauer har svinget mellem koterne $\div 3,75$ m (toppen af tørven fra Allerød i de forladte flodarme) og $\div 1,07$ m DNN (toppen af nedre podzol i flyvesandsryg, Sødam: II, 8). I Yngre Dryas foregår først de store udskridninger fra bakkeøen vest for Møgeltønder og dernæst den skildrede udblæsning af det nordvestlige — og det sydøstlige bassin samt dannelsen af klittopografien på terrassefladen syd for midterryggen samt på denne, altså den endelige udformning af den flade, der på grund af vegetationsdække er nogenlunde stabil indtil dannelsen af den postglaciale basistørv. Udformningen af den sydvestlige del af terrassefladen under den postglaciale transgression er allerede beskrevet i hovedtrækkene.

Tabel I.

Perioder: Hovedafsnit	Årstal	Pollen Zoner	Perioder: underindde- ling	Klimatiske betingelser	Virkende kræfter og aflejringer
Postglaciertid	Nutid + 0 - 700	IX	Sub- atlanticum	Klimaet koligere og fugtigt.	Fortsat, aftagende stigning af havspejlet. Opfyldning af floddale. Dannelse af basis- tør og af et vadehav. Sedi- mentation af to klægdækker, begyndende vesifra. I mid- delalderen er den vestlige del endvidere overlejret af forlandsklæd, der stadig sedi- menteres i stigende niveau.
	3.000	VIII	Subboreal	Klimaet varmt og tørt.	
	5.500	VII	Atlanticum	Klimaet varmt og fugtigt.	
	7.500	VI	Boreal	Somrene varme og tørre. Vintrene milde og fugtige.	Stigning af havspejlet. Dan- nelse af tør i dybe lavnin- ger (udblæsninger). Flod- dalene er dybe. Lokale gro- vere flyvesandsafl. Nedska- ring af floderne i deres ter- rasser. Skove dannes. Perma- frost forsvinder. Solifluktion ophører.
	8.100	V IV	Preboreal	Klimaet køligt og tørt.	
Holocen (Alluvium) ↑ Pleistocen ↓ (Diluvium)	8.100	III	Yngre Dryastid	Klimaet koldt og fugtigt. Permafrost. Stilstand af iskappen.	Stærk solifluktion. Nogen erosion af dalene. Afl. af yngre flyvesand. Flodafl. grusrige.
Senglaciertid	8.800	II	Allerødtid	Klimaet stærkt for- bedret og i den sid- ste halvdel oceanisk. Træer temmelig ud- bredte. Stærk af- smeltning af landisen og optoen af frossen undergrund.	Ingen solifluktion. Ingen flyvesandsafl. Flodafl. får finkornet dække. Nedskaering af floderne. Store dele af flodsystemerne er sat ud af funktion.
	10.000	I c	Ældre Dryastid	Klimaet temmelig koldt og tørt.	Grovere del af ældre flyve- sand. Visse steder solifluktion. Mellemeuropa: Löss.
	12.000	I b	Bøllingtid	Klimaet mindre koldt temmelig tørt. Undergrunden endnu permanent frossen. Landisen trækker sig langsomt tilbage.	Floderne skærer sig noget ned og afsætter en del fint materiale.
	13.000	I a	Ældste Dryastid	Klimaet koldt. Tundra.	Ældre flyvesand.
	15.000	Pleniglacial B — Würm Pleniglacial A	Pleniglacial B — Würm Pleniglacial A	Klimaet koldt og tørt. Maximal udbredelse af indlandsisen. Istidens begyndelse. Klimaet koldt og fugtigt. Udbredelse af iska- ppen. Sænkning af havspejlet.	Flyvesand og løss-afl. vigtig- ere end niveofluviatile afl. og dalerosion. Stærk dalnedskaering. Soli- fluktion og niveofluviatil se- dimentation dominerer over flyvesandsafl.
3. Glaciertid (Istiden)	35.000				
2. Interglaciertid	50.000		Eem	Klimaet varmere end det nuværende. Havspejlets niveau få m lavere end nu.	Marin fascies: Grågrønne sandede lag efterfulgt af klæg.
2. Glaciertid (næstsidste istid)			Riss		

Efter oplysninger fra L. J. Pons m. fl.