LUND UNIVERSITY

Molerområdets geologi – sedimenter, fossiler, askelag og glaicaltektonik

Pedersen, G. K.; Pedersen, S. A. S.; Bonde, N.; Heilmann-Clausen, C.; Larsen, L. M.; Lindow, B.; Madsen, H.; Pedersen, A.K.; Rust, J.; Schultz, B. P.; Storey, M.; Willumsen, Pi

Published in:
Geologisk Tidsskrift

2011

Link to publication

Citation for published version (APA):
Pedersen, G. K., Pedersen, S. A. S., Bonde, N., Heilmann-Clausen, C., Larsen, L. M., Lindow, B., Madsen, H., Pedersen, A. K., Rust, J., Schultz, B. P., Storey, M., & Willumsen, P. (2011). Molerområdets geologi – sedimenter, fossiler, askelag og glaicaltektonik. *Geologisk Tidsskrift*, (December 2011), 41-135. http://www.2dgf.dk/publikationer/geologisk_tidsskrift

Total number of authors:
12

General rights
Unless other specific re-use rights are stated the following general rights apply:
Copyright and moral rights for the publications made accessible in the public portal are retained by the authors and/or other copyright owners and it is a condition of accessing publications that users recognise and abide by the legal requirements associated with these rights.
• Users may download and print one copy of any publication from the public portal for the purpose of private study or research.
• You may not further distribute the material or use it for any profit-making activity or commercial gain
• You may freely distribute the URL identifying the publication in the public portal

Read more about Creative commons licenses: https://creativecommons.org/licenses/

Take down policy
If you believe that this document breaches copyright please contact us providing details, and we will remove access to the work immediately and investigate your claim.

LUND UNIVERSITY

PO Box 117
221 00 Lund
+46 46-222 00 00

Download date: 24. Apr. 2024

Geologisk Tidsskrift

DECEMBER 2011

DGF

Geologisk Tidsskrift udgives én gang årligt i trykt form af Dansk Geologisk Forening, DGF.

Geologisk Tidsskrift er Dansk Geologisk Forenings (DGF) danksprogede publikation til bred faglig og populærvidenskabelig formidling til alle med en geologisk interesse. Redaktionskomiteen kan invitere til at skrive om et særligt aktuelt emne, men opfordrer alle til at indsende et manuskript der egner sig til bred faglig formidling. Forfattere med ideer til særnumre, er derfor meget velkomne til at henvende sig redaktøren. Tidsskriftet indeholder endvidere bestyrelsens årsberetning.

Se www.2dgf.dk/publikationer/geologisk_tidsskrift for adresse samt forfattervejledning.

Redaktion: Kurt H. Kjær (Statens Naturhistoriske Museum, SNM).

Redaktionskomite: DGF's bestyrelse.

Ansvaret for artiklernes videnskabelige indhold påhviler udelukkende forfatterne.

@ Dansk Geologisk Forening

Medlemskab af DGF koster i 2011 kr. 350, studerende dog kun kr. 150 (50 kr. reduktion ved tilmelding af kontingent til PBS).

DGF's sekretariat

Dansk Geologisk Forening
Geologisk Museum
Øster Voldgade 5-7
1350 København K
Varierende åbningstider: se www.2dgf.dk

Tlf.. 3532 2354
E-post: dgfemail@gmail.com

DGF' S hjemmeside: www.2dgf.dk

Forsideillustration: Typisk billede fra indlandet i Maniitsoq området, sydlige Vestgrønland. Det afrundede grundfjeld gennemskæres af dybe dale. Den brune bjergart midt i forgrunden er Silisissanguit Tasiat kimberlit gangen. Som så ofte springer kimberlitforekomster ikke i øjne. Man skal lede efter dem. Foto: Agnete Steenfelt.

Moleområdets geologi – sedimenter, fossiler, askelag og glacialtektonik

AF GUNVER KRARUP PEDERSEN[1], STIG A. SCHACK PEDERSEN[2], NIELS BONDE[1], CLAUS HEILMANN-CLAUSEN[3], LOTTE MELCHIOR LARSEN[2], BENT LINDOW[4], HENRIK MADSEN[5], ASGER KEN PEDERSEN[4], JES RUST[6], BO PAGH SCHULTZ[7], MICHAEL STOREY[8] & PI SUHR WILLUMSEN[9]

1: Institut for Geografi og Geologi, Københavns Universitet, Øster Voldgade 10, 1350 København K (gunver@geo.ku.dk, nielsb@geo.ku.dk), 2: De Nationale Geologiske Undersøgelser for Danmark og Grønland (GEUS), Øster Voldgade 10, 1350 København K (sasp@geus.dk, lml@geus.dk), 3: Institut for Geoscience, Aarhus Universitet, Høegh-Guldbergsgade 2, 8000 Aarhus C (claus.heilmann@geo.au.dk), 4: Statens Naturhistoriske Museum, Øster Voldgade 5–7, 1350 København K (lindow@snm.ku.dk, akp@snm.ku.dk), 5: Molermuseet, Skarrehagevej 8, Hesselbjerg, 7900 Nykøbing Mors (molermuseet@hotmail.com), 6: Steinmann-Institut für Geologie, Mineralogie und Paläontologie, Universität Bonn, Tyskland (jrust@uni-bonn.de), 7: Museum Salling/Fur Museum, Nederby 28, 7884 Fur (bosc@museumsalling.dk), 8: Institut for Miljø, Samfund og Rumlig Forandring, Roskilde Universitet, Universitetsvej 1, 4000 Roskilde (storey@ruc.dk), 9: Geologiska institutionen, Lunds Universitet, Sölvegatan 12, S–223 62 Lund (Pi.Willumsen@geol.lu.se).

Pedersen, G. K., Pedersen, S. A. S., Bonde, N., Heilmann-Clausen, C., Larsen, L. M., Lindow, B., Madsen, H., Pedersen, A. K., Rust, J., Schultz, B. P., Storey, M. og Willumsen, P. S. 2012: Moleområdets geologi – sedimenter, fossiler, askelag og glacialtektonik. Geologisk Tidsskrift 2011, pp. 41–135, ISSN 1350-0150, København.

I den vestlige del af Limfjorden findes en række kystklinter, hvor eocæne lag er blottet. Moler er en ca. 55-56 millioner år gammel diatomit, som indeholder lag af uforvitret vulkansk aske samt et stort antal velbevarede marine og terrestriske fossiler. Stolleklint Leret og Fur Formationen har et usædvanligt fossilselskab med mange repræsentanter for insekter, fisk, fugle og skildpadder men meget få kalkskallede, hvirvelløse dyr. De vulkanske askelag afspejler et stort antal gigantiske, eksplosive udbrud inden for en kort periode, hvor lavatilstrømningen var stor, samtidig med at udbruddene skete på lavt vand i den nydannede oceanbund. For ca. 25.000 år siden dannede fremrykkende iskapper folder og overskydninger i moler, askelag og glaciale sedimenter. Moleområdets geologi kan sammenfattes i følgende citat: "…talrige tynde lag af sort vulkansk Aske … træde selv på lang Afstand tydelig frem i det hvide Moler …[Da de] ofte danner store Bugter og Folder, vil man forstaa, at de høje lyse Molerklinter i Solskin frembyde et malerisk og ejendommeligt Skue." (N. V. Ussing i 'Danmarks Geologi' 1904, s.143).

Denne afhandling præsenterer den geologiske viden om Fur Formationen og den nedre del af Ølst Formationen, som betegnes Stolleklint Ler, samt molerklinternes opbygning. 'Moleområdet' bruges her som betegnelse for det område i den vestlige del af Limfjorden, hvor Fur Formationen er tykkest, og hvor den ses i kystklinter og råstofgrave. Området omfatter den østlige del af Thy, den sydlige del af Han Herred (Hannæs), Nordmors, Fur, det nordligste Salling og den vestligste del af Himmerland (Fig. 1, 8). Moleområdet rummer usædvanlige eocæne sedimenter; talrige og velbevarede fossiler, såvel marine som terrestriske (fisk, fugle, insekter, planter med flere); cirka 200 vulkanske askelag, hvoraf nogle afspejler gigantiske udbrud, som overgår alle nutidige og historiske; samt spor efter kortvarige, ekstreme klimaforandringer. Endelig er de eocæne aflejringer foldet og opskudt af kvartærtidens iskapper, hvorved der er dannet glacialtektoniske komplekser, der er kernen i de store bakkestrøg, og som har gjort lagserierne tilgængelige i kystklinterne. Moleområdet er enestående i dansk målestok, men er også af videnskabelig betydning i en større, international sammenhæng. Præsentationen af moleområdets geologi er inspireret af Mors og Skive Kommuners arbejde for at få molerklinterne optaget på UNESCOs liste over verdensarvs-lokaliteter. Den væsentligste drivkraft har imidlertid været forfattergruppens ønske om at give en samlet præsentation af den specialistviden, som er resultat af mange års arbejde med forskellige aspekter af moleområdets geologi.

Artiklen er en oversigt, som langt overvejende

præsenterer allerede publicerede data og tolkninger fra en lang række videnskabelige afhandlinger, som kan findes i referencelisten. Der indgår endvidere resultater fra en række upublicerede råstofrapporter samt helt nye iagttagelser og tolkninger. I de senere år har Gyldendal udgivet tre bøger, som behandler noget af det stof, som også er medtaget her: 'Naturen i Danmark, Geologien' (2006), 'Danekræ – Danmarks bedste fossiler' (2008) og 'Geologiske naturperler' (2011). Den foreliggende afhandling forsøger at give et samlet overblik over den vigtigste viden om moleområdets geologi, med referencer til den relevante litteratur. Præsentationen af de nyeste tolkninger og nogle af de gode historier er en invitation til selv at gå på opdagelse, eller til at stille nye spørgsmål.

I denne afhandling bruges termen 'moler' om et sediment, som væsentligst består af mikroskopiske skaller af kiselskallede alger, diatomeer. I international sprogbrug kaldes moler derfor for diatomit. I ældre videnskabelig litteratur brugtes termen 'Moler' også om den litostratigrafiske enhed, som omfatter diatomit og de mellemlejrede lag af vulkansk aske og kalkholdige 'cementsten', eksempelvis i O.B. Bøggilds klassiske afhandling fra 1918: "Den vulkanske Aske i Moleret". O.B. Bøggild skelnede ikke mellem Fur Formationen og det underliggende Stolleklint Ler, som tilhører Ølst Formationen. Den lagpakke, der indeholder alle de vulkanske askelag, kan under ét kaldes Askeserien. I denne afhandling bruges de litostratigrafiske navne, som ses i Fig. 10, ved beskrivelser af lagserien.

Moler i klinter og bakker, indsigt og udsigt

De hvidgule klinter langs kysterne af den vestlige del af Limfjorden hører til Danmarks smukkeste landskaber. Klinterne er geologisk set en meget ung dannelse.

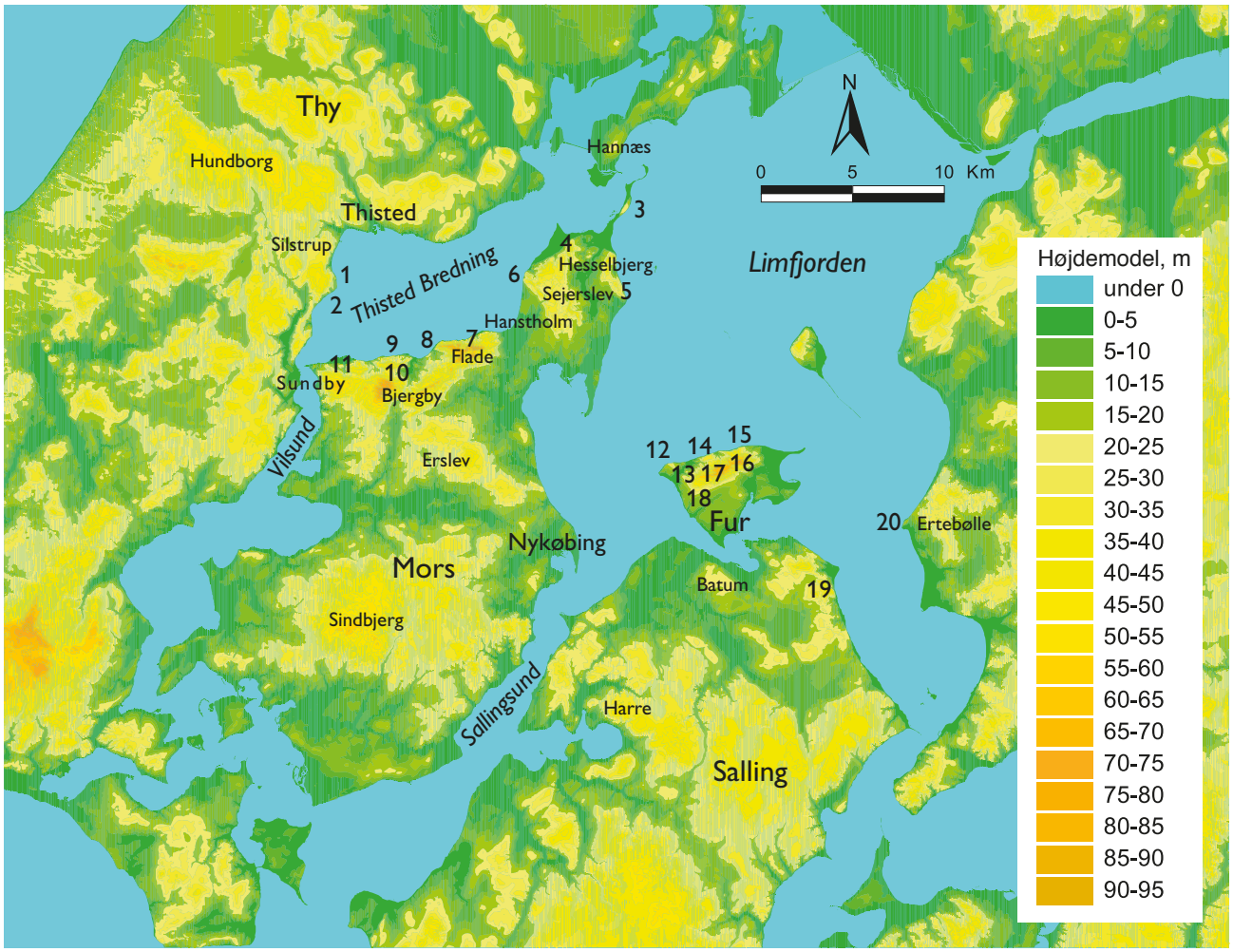


Fig. 1. Lokalitetskort over moleområdet. Moler kan ses i kystklinter og råstofgrave, som er vist med numre svarende til tabellen i Fig.8. Endvidere kender man forekomster af moler fra Hannæs og nord herfor, samt fra Hundborg. Højdemodellen er baseret på KMS kortdatabase TOP10DK.

De blev først udformet, da havet ved den globale havspejlsstigning for ca. 9000 år siden oversvømmede det nordvestjyske dallandskab, og bølgeerosionen begyndte at gnave i øernes kyster. Efterhånden som der aflejredes sand imellem flere af øerne, og forbindelsen ud til Vesterhavet blev afsnøret af strandvolde, blev Limfjorden etableret som et forgrenet fjordsystem (Gry 1979, Pedersen & Petersen 2002). I dag sørger den friske blæst over Limfjordens vande for, at bølgeerosionen langs kysten får molerklinterne til at fremstå med friske snit i de geologiske lag, der opbygger bakkelandet. Molerklinterne fra Ertebølle og Fur i øst til Mors og Silstrup mod vest præsenterer geologiske fænomener, hvis sidestykke ikke findes noget andet sted i verden.

De stejle kystklinter med deres isfoldede ler- og sandlag er karakteristiske for det danske landskab. De isfoldede lag består ikke blot af aflejringer fra istiden, men omfatter mange steder millioner år ældre lagserier, som er flyttet fra dybet op til overfladen. Hvis ikke isen havde foldet de geologiske lag op i bakkedrag, ville vi i dag kun kende de ældre geologiske lags eksistens gennem dybe boringer og ikke fra de instruktive tværsnit, der er blottet i klinterne. Så når man står på toppen af de isopskubbede bakker, har man ikke alene en storslået udsigt, det være sig fra Salgerhøj på Mors eller Bette Jens' Høj på Fur, men man står tillige på toppen af en geologisk sammenhæng, som rækker 55–56 millioner år tilbage i tiden, og som giver indsigt i globale miljøforandringer.

Hvad er det så for geologiske indsigter, man bliver præsenteret for i molerklinterne? Først og fremmest er der fine eksempler på askelagsstratigrafi (tefrakronologi). I hver klint kan et udsnit af den vulkanske askelagsserie opmåles, og de enkelte lag kan genkendes fra klint til klint, fra den ene Limfjords-ø til den anden (Bøggild 1918). To tredjedele af moleret består af diatomeer, som er mikroskopiske kiselskallede alger. Det er imidlertid de sjældnere dinoflagellater, silicoflagellater, sporer og pollen, som i væsentlig grad har bidraget til bestemmelse af Fur Formationens geologiske alder (se side 55).

Fur Formationen indeholder usædvanligt velbevarede fossiler, hvilket har givet mange makrofossiler status som danekræ (Bonde *et al*. 2008). Det vrimler med fiskefossiler, der er fundet sjældne eksemplarer af skildpadder, adskillige skeletter af fugle, myriader af insekter, et mindre antal snegle, muslinger, søstjerner og slangestjerner, samt frugter, blade og forstenet træ i form af både stammer, grene og rodstubbe. Fossilselskabet i sin helhed giver mulighed for at tolke bundforholdene, havdybden, samt de tilgrænsende landområders vegetation og dyreliv (se side 80-103). Denne kombination er så sjælden i den tidlige eocæne periode, at fossilselskabet i Fur Formationen fremstår som en miljø- og klimareference for udviklingen i hele det nordøstatlantiske område (Heilmann-Clausen 2006).

Molerklinterne fortæller endvidere om dannelsen af den nordlige del af Det atlantiske Ocean gennem petrologiske undersøgelser af de vulkanske askelag (først foretaget af Bøggild 1918). Askelagene er særligt godt bevaret i Fur Formationen og giver derfor molerområdet stor international opmærksomhed. Den tidligste opbrydning af riftzonen mellem Østgrønland og shelfen ud for Nordvesteuropa var en dramatisk tektonisk og vulkansk begivenhed, som gennem de seneste 25 års forskning er blevet meget bedre belyst. Samtidig med, at man kortlagde oceanbunden i Nordatlanten og gradvist kunne tilbageføre landområderne til en oprindelig position før spredningen, gav askelagene i Fur Formationen de første vidnesbyrd om udviklingsrækkefølgen ved Nordatlantens fødsel (Pedersen *et al*. 1975). Da den geokemiske identifikation af de vulkaner, hvorfra asken stammer, blev foretaget, fremstod efterfølgende et imponerende billede af den nordatlantiske vulkanprovins (Larsen *et al*. 2003). Dette samspil ville aldrig have kunnet fremstilles, hvis ikke de velbevarede vulkanske askelag i Fur Formationen havde været tilgængelige i molerklinterne på Mors og Fur.

I de seneste 10–20 år har der været stærkt fokus på en kortvarig global opvarmning, som var ledsaget af et gigantisk kulstof-udslip og hvis begyndelse nu definerer starten på den geologiske tidsperiode Eocæn (55,9–33,9 mio. år) (se Faktaboks 1). Varmeperioden betegnes PETM (Paleocene–Eocene Thermal Maximum) og karakteriseres af en global temperaturstigning på 5–8°C i en periode på ca. 200.000 år. Dette medførte ændringer i atmosfærens sammensætning og havvandets kemi, og påvirkede dyre– og plantelivet i havet og på landjorden (McInerney & Wing 2011). Dette klimasignal undersøges bl.a. ud fra geokemiske data som organiske molekyler ('kemiske fossiler') og stabile ilt- og kulstof-isotoper. I lyset af den politiske debat om fremtidige klimaændringer er det interessant at dokumentere størrelsen, hastigheden, varigheden og eftervirkningerne af ekstreme klimaændringer på et tidspunkt i Jordens historie, hvor mennesket endnu ikke optrådte. PETM er i Danmark repræsenteret ved Stolleklint Leret, mens Fur Formationen er aflejret i tiden lige efter (Heilmann-Clausen & Schmitz 2000). De mange velbevarede makro- og mikrofossilselskaber i Stolleklint Leret og Fur Formationen muliggør en sammenstilling af, hvilke arter der trivedes på landjorden og i havet under PETM-perioden samt tiden lige efter. Mange af disse undersøgelser inddrager dateringer baseret på askelag –17 (se Faktaboks 17).

Tektonik og strukturgeologi er to tæt forbundne discipliner. Fra Nordatlantens udvikling (Saunders *et*

al. 1997, Mosar *et al*. 2002) bevæger vi os til den lokale salttektonik i Nordjylland, og endelig bliver strukturerne, som ses i de talrige klinter, forklaret gennem glacialtektonikken. Når man står ved Hanklit (se forsiden) eller Skærbæk Klint på Nordmors, er det forbavsende at tænke sig, at lige ovre på den anden side af Thisted Bredning ligger der skrivekridt og bryozokalk i samme niveau som moleret i klinterne. Kridt og kalk er fra perioderne Kridt og Danien, og disse aflejringer er således adskillige millioner år ældre

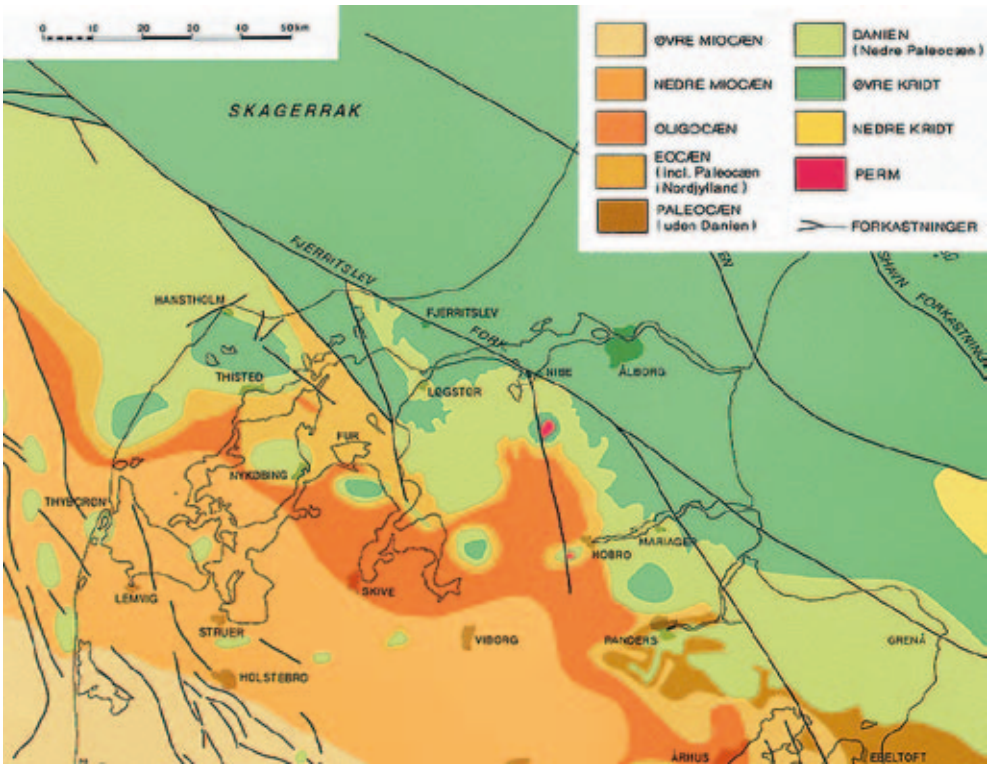


Fig. 2. Udsnit af det geologiske kort over Danmarks undergrund, som viser alderen af de sedimenter, som man finder lige under de kvartære aflejringer (præ-kvartæroverfladen). Nord for moleområdet består præ-kvartæroverfladen af kalkaflejringer fra Kridt og Danien, mens man mod syd finder sedimenter fra Miocæn under de kvartære lag, efter Håkansson & Pedersen 1992.

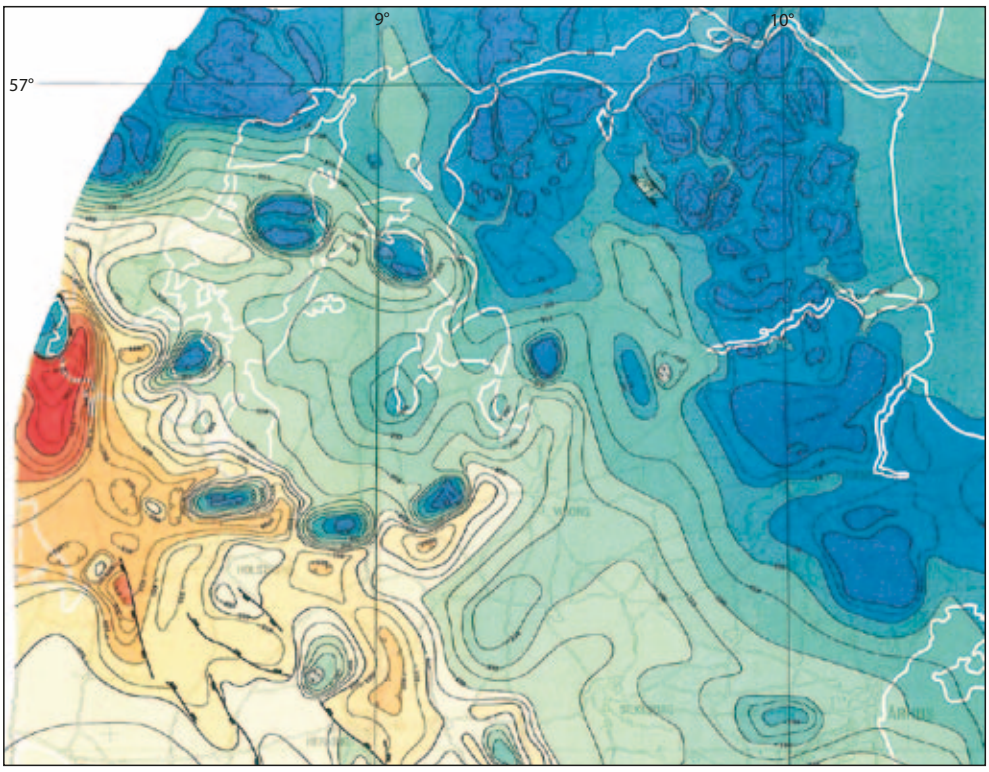


Fig. 3. Kort over dybden til kalkoverfladen i Nordjylland. Kurveækvidistancen er 25 m mellem +50 og –50 m, herunder 50 m ækvidistance. Bemærk at kalkoverfladen ligger højt over saltdiapirerne (blå farve) og dybt mod syd og vest (gullige farver). Tykt optrukne, sorte streger er normalforkastninger, de sorte rektangler viser den nedforkastede blok. Efter Ter-Borch 1991.

end Fur Formationen. De højtliggende aflejringer fra Kridt og Danien ved Thisted, Erslev og Batum skyldes salttektonik (Larsen & Baumann 1982, Boldreel 1985) (Fig. 2, 3). Fra mere end 5 km dybde er salt fra Permtiden (270 mio. år før nu) presset op i diapirer og puder, hvorved de overliggede lag er blevet løftet op (Fig. 3). Saltet i undergrunden har været i bevægelse før og også efter aflejringen af Fur Formationen, og variationen i aflejringstykkelser og landskabsudformning i Pleistocæn er delvis styret af disse undergrundsstrukturer.

De tektoniske strukturer overprægedes i Kvartærtiden (de seneste 2,588 mio. år) af glacialtektonisk deformation, som skabte glacialtektoniske komplekser, hvis strukturer er verdenskendt (Aber *et al*. 1989). På en tør sommerdag står de sorte askelag frem som grafiske mønstre på baggrund af det hvide moler. Enhver kan se, at lagene er foldet i syn- og antiklinaler. Hanklits markante struktur med en foldet næse i spidsen af en mere end 250 m lang overskydning kan sammenlignes med en nappe i Alperne. Denne og lignende strukturer gør molerklinternes glacialtektonik sammenlignelig med strukturer i bjergkæder, og de tredimensionelle modeller for deformationerne af lagene i molerklinterne bygger på den samme opmålingsteknik og de samme teorier som studier af bjergkædedannelser (Berthelsen 1978). Glacialtektonikken indeholder tillige nøglen til at forstå de nedisninger, som har påvirket det nordlige Danmark. Udredningen af de strukturelle mønstre belyser de dynamiske forhold i istiden (se side 119). Sammen med de glaciale aflejringer, som overlejrer Fur Formationen, er det nu dokumenteret, at molerområdet i Weichsel (den seneste istid) først blev overskredet af den Norske Is, et isfremstød der for ca. 30.000 år siden gennem Oslofjorden skred hurtigt ned over det nordlige Danmark. Kort tid efter at isen fra dette fremstød smeltede tilbage til det nordlige Kattegat, gled den Svenske Is frem mod Hovedopholdslinien (Houmark-Nielsen *et al*. 2006, Pedersen 2006). De to dynamiske begivenheder medførte tillige, at man i molerområdets foldede strukturer finder interferensmønstre, som afspejler dobbeltfoldning, altså en tidlig foldning overpræget af en senere (Pedersen 2000a).

Mineralogi og krystallografi er i molerområdet repræsenteret ved studiet af de meget store calcitkrystaller, som betegnes glendonit og som menes at være pseudomorfoser eller 'afstøbninger' efter mineralet ikait (Schultz 2009). Disse krystaller, såvel som mineralerne i askelag og i diatomit, omtales nærmere i efterfølgende kapitler (se side 75).

Med hele dette spektrum af geologiske emner kan det ikke undre, at molerområdet gennem årtier har været et yndet mål for geologiske ekskursioner og feltkurser. Adskillige studerende har skrevet specialer eller bacheloropgaver om problemstillinger fra molerområdet. Dette er desuden velbesøgt af geologer fra såvel olieselskaber som universiteter i det nordlige Europa. Endelig har mange amatørgeologer, stenvenner og samlere været trofaste gæster i området. Molerklinterne er et geologisk skatkammer, hvor der stadig dukker nye opdagelser og fossilfund op, som kaster nyt lys over Nordeuropas geologiske udvikling.

Geologisk ramme

For at forstå molerområdets aflejringer og geologiske udvikling er det relevant at sætte området ind i et større perspektiv. Seks elementer anses her som vigtige for forståelsen af molerområdets geologiske ramme:

- Nordsøregionens palæogeografi og sedimenter i Sen Paleocæn og Tidlig Eocæn
- Den nordatlantiske vulkanprovins
- Nordjyllands saltdiapirer og kalkoverfladens struktur
- Varmeperioden i begyndelsen af Eocæn (PETM)
- Den neogene hævning af Nordjylland
- De kvartære glaciationer og postglacialtiden

Nordsøregionens palæogeografi og sedimenter i Sen Paleocæn og Tidlig Eocæn

I gennem størstedelen af Paleocæn og Eocæn var Danmark dækket af et hav, hvor der blev aflejret forskellige typer ler på 100–600 meter vanddybde og hvor kystlinien havde skiftende beliggenhed. Figur 4 viser en regional tolkning, og det ses, at Nordsøen og Danmark var dækket af et indhav, kun med en nordvestlig forbindelse til det dengang smalle Norskehav. I perioder var der dog forbindelse til Atlanterhavet blandt andet gennem Den engelske Kanal. Kystlinien i Tidlig Eocæn kendes i store træk i England, Holland og Nordtyskland (Heilmann-Clausen 2006: fig. 10–2, Knox *et al*. 2010). Kystlinien mod nord og øst er vanskeligere at fastlægge, fordi de tertiære sedimenter er eroderet væk under den neogene hævning og de kvartære glaciationer. Mange palæogeografiske kort viser et kystområde i det sydvestlige randområde af Fennoskandia (Fig. 4) og angiver, at det meste af Fennoskandia og Det baltisk-russiske Kontinent har været landområder, mens Sydsverige til dels har været havdækket. En interessant undtagelse er kortene i Knox *et al*. (2010), som viser at Syd- og Midtsverige muligvis var havdækket i det meste af Tidlig Eocæn. 'Thule landbroen', som forbandt Østgrønland, Skotland og Centraleuropa, blev etableret i Sen Danien. Den eksisterede formodentlig gennem store dele af

Sen Paleocæn og tidligste Eocæn (Fig. 4, 53) og muliggjorde en migration af planter og landdyr mellem Europa og Nordamerika.

I Sen Paleocæn blev der aflejret tykke sandstenslag i den nordvestlige del af Nordsøen. Sedimenterne kom væsentligst fra Shetland Platformen (Shetlandsøerne, Hebriderne, Det skotske Højland og områder nordvest herfor). Disse områder var præget af tektonisk hævning. Store mængder af sand blev transporteret mod øst og sydøst af turbiditstrømme og aflejret som store, komplekse marine vifter (engelsk: submarine fans) (Ahmadi *et al*. 2003). Den danske del af Nordsøen ligger langt fra Shetland Platformen, og det ses i sedimenterne, som her overvejende består af muddersten (Lista Formationen) (Fig. 10). I den snævre Siri Canyon, som strækker sig mod SV fra Sydvestnorge, findes dog tykke legemer af sandsten, som er aflejret på dybt vand af sedimentære tyngdestrømme (Schiøler *et al.* 2007).

I Tidlig Eocæn ændredes aflejringsmønstret. Muddersten dominerede, og sand blev kun aflejret i mindre, mere lokale vifter. Sedimenttilførslen skete væsentligst fra deltaer, som byggede ud fra Shetland Platformen og Det skotske Højland (Jones *et al*. 2003). I den danske del af Nordsøen findes grå til sorte laminerede muddersten, som tilhører den 10–50 m tykke Sele Formation. Disse muddersten har et højt organisk indhold, som giver en tydelig respons ved målinger af den naturlige radioaktivitet (gamma log). Diatomeer er almindelige (Schiøler *et al*. 2007) og viser, at der var et stort næringsindhold i de øvre vandmasser. Der forekommer tynde vulkanske askelag i toppen af Sele Formationen, som korreleres med Haslund Led (inklusive Stolleklint Ler) og Knudeklint Led (Schiøler *et al*. 2007, se Fig. 10).

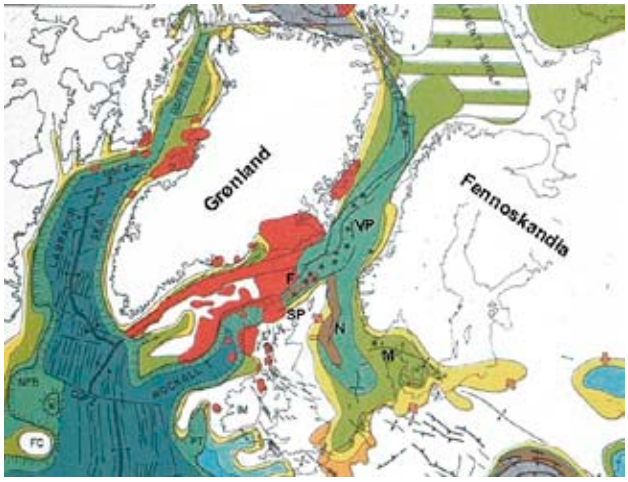


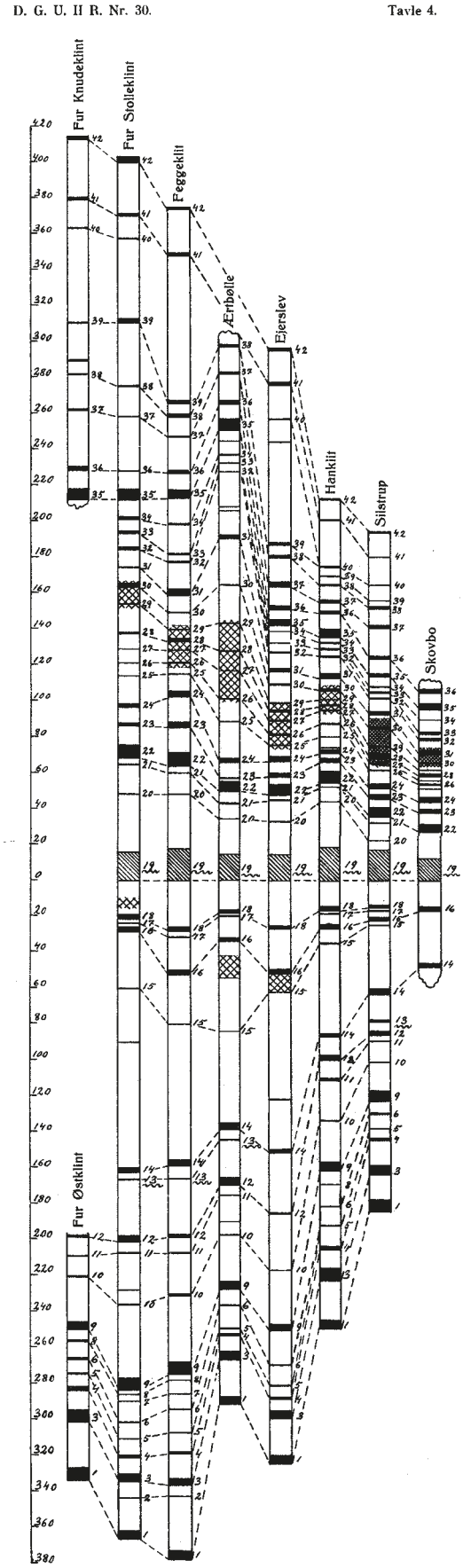
Fig. 4. Palæogeografisk oversigtskort, som viser kontinenternes placering for ca. 56 mill. år siden. Man ser den Nordatlantiske Vulkanprovins (rød), 'landbroen' som i perioder forbandt Nordamerika og Europa, samt havet som dækkede Danmark. F= Færøerne, VP= Vøring Plateau, SP= Shetland Platform, N= Nordsøen, M= Moleområdet. Spredningsaksen af Nordatlanten og Labradorhavet er vist. Modificeret efter Ziegler (1988).

Sele Formationens muddersten er sammensat af pelagiske partikler, som blev transporteret i suspension, og af silt og finkornet sand, der blev aflejret af lavdensitets-turbiditstrømme. De laminerede sedimenter viser, at havets bundvand var iltfattigt til iltfrit. Nordsøbassinet var afsnøret, bortset fra en snæver forbindelse mod nord, muligvis som resultat af et havniveau-fald kombineret med tektonisk hævning mod nordvest (Knox 1996b, Schiøler *et al*. 2007). Stolleklint Ler viser også tegn på at være aflejret i et mere lavvandet og indelukket havområde (Fig. 4, 53; se side 109, Aflejringsmiljø).

I det meste af Nordsøen overlejres Sele Formationen af Balder Formationen. Den er 5–20 m tyk og består af laminerede, grå, spaltelige muddersten mellemlejret af vulkanske askelag, som er normalt graderede (se Fig. 28), og som typisk er mindre end 5 cm tykke. Kalkskallet plankton mangler (bortset fra sjældne indslag af pelagiske vingesnegle), og agglutinerende foraminiferer er meget sjældne, mens der er meget kiselskallet og organiskvægget plankton, især diatomeer og dinoflagellatcyster. Terrestriske sporer og pollen er hyppige (Schröder 1992, Schiøler *et al*. 2007). De tætliggende askelag genkendes overalt i Nordsøbassinet og er en vigtig korrelationshorisont, den såkaldte 'ash-marker'. Balder Formationen blev aflejret i et indhav med stor vanddybde og iltfattigt til iltfrit bundvand.

Nedre del af Balder Formationen korreleres med Værum Led og Silstrup Led, og den øvre del med Knudshoved Led (Knox 1997) (Fig. 10). Over Balder Formationen følger i nogle boringer rødbrunt ler (Horda Formationen), som korreleres med det røde ler i Røsnæs Ler Formationen (Schiøler *et al*. 2007). De tætliggende askelag afspejler dermed en relativt kort periode, hvor lavatilstrømningen var stor og hvor udbruddene skete på lavt vand. Derefter hævedes udbrudsstederne op over havniveau, hvorved dannelsen af store askeskyer ophørte (se side 109).

De vulkansk askelag er indlejet i adskillige formationer og led, som tilsammen betegnes Askeserien (se Fig. 10). I Danmark omfatter Askeserien Ølst Formationen og Fur Formationen, som begge beskrives nedenfor (se side 61). I moleområdet omfatter Askeserien Stolleklint Leret og Fur Formationen. Fur Formationen er den vigtigste enhed for studier af Askeserien, fordi den vulkanske aske er meget velbevaret og dermed danner en tydelig kontrast til diatomitten. Endvidere havde Fur Formationen så stor sedimentationshastighed, at alle askelagene er adskilt af moler.



Den nordatlantiske vulkanprovins

Den vigtigste geologiske hændelse i det nordøstatlantiske område i Sen Paleocæn og Tidlig Eocæn var rift-dannelsen mellem Østgrønland og Vesteuropa, samt udviklingen af Den nordatlantiske Vulkanprovins. Den intense vulkanske aktivitet begyndte i Sen Paleocæn i Vestgrønland, Østgrønland, Færøerne, Irland og Skotland (Saunders *et al*. 1997, Mosar *et al*. 2002). På Figur 4 er de aktive vulkanområder vist med rødt, og det ses, at afstanden fra Færøerne til Østgrønland var kort, fordi oceanbundsspredningen endnu ikke var begyndt. Dette skete først i Tidlig Eocæn (Larsen *et al*. 1999, Storey *et al*. 2007). Den vulkanske udbrudshistorie er beskrevet side 107.

Den nordatlantiske vulkanprovins har på flere måder haft stor betydning for den geologiske udvikling både regionalt i Nordvesteuropa og globalt. Vulkanismen har formodentlig bidraget til de omfattende miljøændringer, som fandt sted under PETM, især den temperaturstigning, som kan måles som en geokemisk anomali overalt på Jorden (se side 49). På regional skala har de vulkanske områder udgjort en vigtig del af 'Thule landbroen'. Hævningen af disse områder er af flere forfattere blevet tilskrevet påvirkning fra den 'protoislandske hotspot', dvs et varmt område i Jordens kappe, hvorover den vulkanske produktion er meget stor, så jordskorpen bliver meget tyk; dette hotspot ligger i dag under Island og er skyld i, at landet ligger over havniveau (se Knox *et al*. 2010).

Serien af vulkanske askelag giver os en sjælden mulighed for at vurdere størrelsen og frekvensen af de eksplosive vulkanudbrud, samt et enestående værktøj til at korrelere sedimenter fra sted til sted, idet hvert askelag er aflejret præcis samtidigt over en hel region (Fig. 5).

Nordjyllands saltdiapirer og kalkoverfladens struktur

Figur 2 viser med grønne farver, at de ældste prækvartære lag i nærheden af moleområdet er skrivekridt fra den sene del af Kridttiden, samt kalkaflejringer fra Tidlig Paleocæn (Danien). Kalkoverfladen ligger i meget forskellig dybde i moleområdet. Nord og øst for moleområdet ligger den i op til 25 m over havet, mens den findes på mere end 400 m dybde syd

◀ Fig. 5. Den ene af i alt syv tavler, som Bøggild publicerede i 1918. Den her gengivne tavle viser den detaljerede opmåling og nummerering omkring askelag +19, der blev brugt som en referencehorisont. Bemærk at askelagene kun varierer lidt i tykkelse mellem nærliggende lokaliteter, men at der er nogen variation i tykkelsen af det mellemliggende moler.

og vest for moleområdet (Fig. 3). Kortet viser også, at kalkoverfladen lokalt ligger meget højt, eksempelvis midt på Mors og i det nordlige Salling. Her draperer kridt- og kalklagene saltdiapirer, og det er saltet, som har skubbet såvel kridtet som de overlejrende tertiære sedimenter op. Derfor aftegner saltdiapirerne sig også i præ-kvartæroverfladens geologi (Fig. 2) som runde, grønne øer. Saltdiapiren på Mors (ved Erslev) har en diameter på 1km, toppen af saltet ligger i 712 m dybde, og diapiren rejser sig ca. 5 km over den generelle overflade af saltet. Til forskel herfra er saltdiapiren på Salling (ved Batum) mindre (diameter 0,7 km) og højere, idet toppen af saltet ligger helt oppe i 154 m dybde (Britze & Japsen 1991). Ud over de to nævnte diapirer findes adskillige større og mindre diapirer fra Himmerland til havbunden vest for Thyborøn (Fig. 2, 3). Saltet danner ikke kun diapirer, men også saltpuder. En af disse findes nord for Thisted, og i den ligger toppen af saltet så dybt som i 3377 m dybde (Britze & Japsen 1991). Kortet over dybden til kalkoverfladen (Fig. 3) viser et mindre dramatisk relief hen over saltdiapirerne, fordi der er aflejret tykkere lagserier mellem diapirerne end oven på dem. Når saltdiapirerne er omtalt her, skyldes det to ting: dels er det muligt, at diapirerne påvirkede relieffet af havbunden i 'molerhavet' (Bonde 1966, Pedersen 1981), og dels kan det vises, at diapirerne har betydning for de glacialtektoniske komplekser (Pedersen & Jørgensen 1989, Pedersen 2000a).

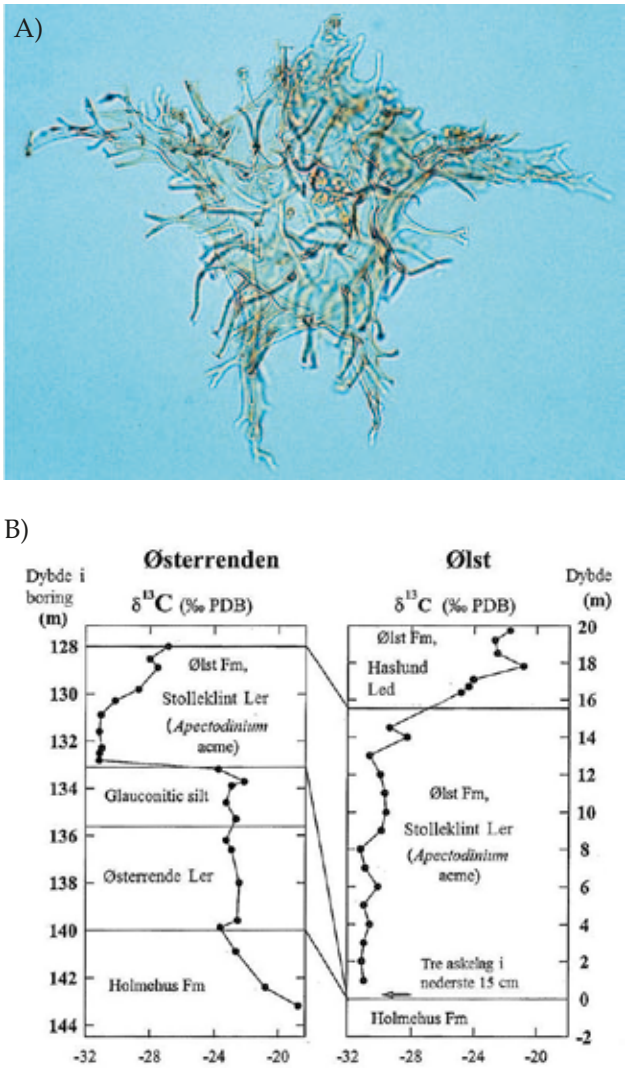


Fig. 6. **A**, *Apectodinium augustum*, en karakteristisk dinoflagellat fra PETM intervallet, længde ca. 100 µm (foto Claus Heilmann-Clausen). **B**, PETM kendes på en stærk negativ forskydning af $\delta^{13}C$ værdier (CIE), samt en stor hyppighed af arter af *Apectodinium* inklusive den morfologisk ekstreme *A. augustum*, som kun er fundet i PETM intervallet. Kurverne viser $\delta^{13}C$ værdier tværs over Paleocæn/Eocæn grænsen på to danske lokaliteter (boring DGI 83101 i Storebælt og lergraven ved Ølst, Schmitz *et al.* 2004). Basis af CIE, og dermed basis af Eocæn, er skarpt defineret ved en stor og brat $\delta^{13}C$ forskydning ved basis af Stolleklint Ler. Som andre steder i verden ses overgrænsen af CIE som en mere gradvis tilbagevenden til præ-CIE værdier. Denne gradvise ændring begynder øverst i Stolleklint Ler og fortsætter i de nederste ca. 2 meter af de overliggende lag af Haslund Led, hvorefter præ-CIE værdier ses fra ca. 18 m niveauet i Ølst profilet. Dette niveau er i nedre del af den negative askeserie, idet askelag -19b har kunnet sikkert identificeres ved 18,2 m.

Varmeperioden i begyndelsen af Eocæn (PETM)

Det tidligt eocæne temperaturmaksimum (PETM) var en kort varmepriode med en varighed på 150.000–220.000 år (se Faktaboks 1: PETM). Under PETM steg havenes overfladetemperatur med 5°C i troperne og mere end 6°C ved polerne. Starten af PETM markeres af en brat temperaturændring, der ses som en markant iltisotop-anomali. Den var ledsaget af en lige så ekstrem kulstofisotop-anomali (CIE, som står for **C**arbon **I**sotope **E**xcursion) (Fig. 6B). CIE er registreret i både kontinentale og marine aflejringer fra alle egne af verden, og har værdier på –2 til –6 ‰. Denne ændring peger på en hurtig frigivelse af 1500–2000 gigatons ^{13}C-forarmet kulstof til oceanerne og atmosfæren i form af kuldioxid eller metan. Denne mængde er sammenlignelig med det hidtidige og forventede fremtidige menneskeskabte udslip, såfremt udslippet ikke reduceres. Den resulterende drivhuseffekt medførte de højeste temperaturer på Jorden inden for de seneste 65 millioner år. Det største udslip af ^{13}C-forarmet kulstof skete inden for de første 10.000–20.000 år. Der er forskellige tolkninger af, hvorvidt temperaturen herefter faldt jævnt gennem resten af PETM, eller om temperaturen forblev høj gennem længere tid, inden den faldt i slutningen af PETM.

Under og umiddelbart efter PETM ses der store

forandringer i en række fossilgrupper, forårsaget af dramatiske ændringer i økosystemerne i havet og på land. I forbindelse med klimaændringerne blev oceanerne forsuret; 30–50 % af arterne af de bundlevende foraminiferer uddøde; der opstod nye arter af planktoniske foraminiferer, og sammensætningen af det kalkskallede plankton i havene ændredes signifikant. Dinoflagellater af slægten *Apectodinium* fik en opblomstring på shelfer i hele verden og kan benyttes til at identificere PETM begivenheden (Fig. 6A). På land blev gamle grupper af pattedyr afløst af mere moderne former, og de første egentlige primater og hovdyr synes opstået. Dette er bedst kendt og mest præcist dateret i kontinentale aflejringer fra Nordamerika, hvor de ældste stamfædre til bl.a. heste og primater er fundet i aflejringer fra PETM-perioden. Det er bemærkelsesværdigt, at den globale opvarmning under PETM ikke synes at have resulteret i en masseuddøen, bortset fra de bundlevende foraminiferer. Også planteverdenen ændredes, fordi mange nye arter af især dækfrøede blomsterplanter synes opstået under PETM, blandt andre de første repræsentanter for den i dag meget store vortemælkfamilie (Jaramillo *et al*. 2010).

Skønt der er enighed om, at drivhusperioden på Paleocæn–Eocæn grænsen var kendetegnet af høje indhold af CO_2, er kilden til de store mængder isotopisk let kulstof ikke kendt. Det er blevet foreslået, at metan-hydrater i havbunden blev frigivet og efterfølgende oxideret til CO_2. Det er sandsynligt, at riftdannelsen og den magmatiske aktivitet under kontinentopbruddet i Nordatlanten bidrog til PETM gennem udslip af ^{12}C-beriget metan fra opvarmning af kulstofrige mesozoiske sedimenter i kontakt med massive intrusioner (sills).

Den Internationale Stratigrafiske Kommission har defineret undergrænsen af Eocæn ved basis af kulstofanomalien CIE. Basis af CIE er senest dateret til 55,9 mio år, se Faktaboks 17. Denne geokemiske anomali falder, som nævnt, sammen med en markant opblomstring af dinoflagellatslægten *Apectodinium* og den første forekomst af den ekstremt udformede art *A. augustum* (Fig. 6), samt med uddøen af de bund-

Faktaboks 1: PETM

PETM (Paleocene Eocene thermal maximum) er en kortvarig varmeperiode, som kan genkendes globalt. Varmeperioden har fået forskellige betegnelser som LPTM (Late Paleocene thermal maximum) eller IETM (Initial Eocene Thermal Maximum), men efterhånden er PETM det mest brugte navn. Siden PETM begivenheden blev opdaget i 1990erne, har den og dens årsager og globale effekter været genstand for intensiv forskning. Det er derfor nødvendigt at henvise til mange nye videnskabelige artikler om emnet. Faktaboksen indeholder en række stikord med henvisning til udvalgte artikler.

Varigheden af PETM, ca.150.000–220.000 år (Crouch *et al*. 2001, Röhl *et al*. 2007, Westerhold *et al*. 2009, Charles *et al*. 2011, McInerney & Wing 2011).

Frigivelse af CO_2 og methan til oceanerne og atmosfæren, 1500–2000 gigatons kulstof (Dickens 1999, Zachos *et al*. 2008).

Største udslip af kulstof inden for de første 10.000–20.000 år (Röhl *et al*. 2000, Wing *et al*. 2005, Storey *et al*. 2007, Zachos *et al*. 2008).

CIE (negative carbon isotope excursion) er en anomali i kulstofisotoperne og afspejler at 'let' kulstof blev frigivet til atmosfæren og oceanerne, gennemsnitsværdi 3–5 ‰, i Danmark 6–8 ‰ (Heilmann-Clausen & Schmitz 2000, Schmitz *et al*. 2004).

Genkendelse af kulstof-anomali, CIE, over hele Jorden (Zachos *et al*. 2001, 2008) .

Ændringer i økosystemerne i havet og på land (Thomas 1998, Willumsen 1998, 2004, Gingerich 2003, 2006, Zachos *et al*. 2008, Jaramillo *et al*. 2010, McInerney & Wing 2011).

Opblomstring af dinoflagellatslægten *Apectodinium* (Heilmann-Clausen 1985, Crouch *et al*. 2001, Schmitz *et al*. 2004, Sluijs *et al*. 2006, Sluijs & Brinkhuis 2009).

Årsager til frigivelsen af kulstof (Dickens 1999, Schmitz *et al*. 2004, Svensen *et al*. 2004, Zachos *et al*. 2008).

Definition af undergrænsen for Eocæn ved basis af CIE (Crouch *et al*. 2001,Aubry & Ouda 2003, Gradstein *et al*. 2004, Aubry *et al*. 2007)

Sparnacien er en foreslået, men ikke formelt vedtaget etage, indeholdende de ældste eocæne aflejringer (Aubry *et al*. 2003). Den indeholder PETM samt overliggende (post-PETM) sedimenter op til basis af London Leret.

PETM i Danmark (Heilmann-Clausen & Schmitz 2000, Schmitz *et al*. 2004, Knox et al. 2010).

levende (bentiske) foraminiferer (BEE). Begrundelsen for placeringen af Paleocæn–Eocæn grænsen ved CIE er, at anomalien afspejler en kortvarig, dramatisk drivhusperiode, som påvirkede alle egne af kloden. Da CIE kan identificeres både i kontinentale og marine sedimenter, kan Paleocæn–Eocæn grænsen lokaliseres præcist i lagserier fra alle egne af verden.

Neogen hævning af Nordjylland

I slutningen af tertiærtiden (Miocæn og Pliocæn, 23–2,6 mio. år) skete der en landhævning af det nordlige og østlige Danmark, såvel som det sydlige Sverige, samtidig med at der var indsynkning i Nordsøen (Vejbæk 2006). Størrelsen af hævningen var ca. 1000 m ifølge nogle undersøgelser (Jensen & Michelsen 1992, Japsen 2000). Andre forfattere mener dog, at hævningen i Sorgenfrei-Tornquist zonen var af væsentlig mindre omfang (Nielsen *et al*. 2011). Uanset hævningens omfang står det fast, at tertiære sedimenter i Vendsyssel, Østsjælland og Sydsverige er eroderet væk, og derfor ligger de kvartære aflejringer direkte oven på kridt- og kalkbjergarter (Fig. 2). Erosionen har blandt andet fjernet de kystnære sedimenter, som må have fandtes nord og øst for moleområdet i Sen Paleocæn og Tidlig Eocæn, således at de tilbageværende sedimenter er dybvandsdannelser, de fleste aflejret på flere hundrede meters dybde. Dette resulterer i en betydelig usikkerhed, når man skal rekonstruere palæogeografien og kystliniens beliggenhed i Tidlig Eocæn (i Knox *et al*. 2010). Blokke af cemensten er fundet nord for Ertebølle (Bonde 1997b), og moler kendes fra Hundborg, Hannæs og enkelte andre lokaliteter i Thy (Gry 1940, 1979) (Fig. 1). Dette peger på, at moleområdet, som det kendes i dag, er langt mindre end det havområde, hvor der blev aflejret moler. I Skåne kendes diatomerige sedimenter fra få lokaliteter (Cleve-Euler & Hessland 1948).

De kvartære glaciationer og postglacialtiden

I Kvartærtiden blev Limfjordsområdet overskredet af adskillige isfremstød fra det skandinaviske grundfjeldsområde. Dette medførte både aflejring af tykke glaciale lagserier og glacialtektonisk deformation af de tertiære aflejringer. Herved blev Stolleklint Leret, Fur Formationen, Røsnæs Ler Formationen og det oligocæne og miocæne glimmerler skubbet op i flager og folder. I moleområdet er de kvartære aflejringer fortrinsvis fra tidsperioderne Saale og Weichsel. I forbindelse med glaciationerne ændredes det globale havspejl meget og hurtigt, og i perioder med lavt havniveau dannede vandløbene dybe erosionsdale. Isstrømmene bidrog til at uddybe dalene, hvoraf nogle blev udfyldt af gletschertransporteret sediment og derfor ikke fremtræder som dale i det nuværende lanskab. Et godt eksempel er den dybe dal ved Hanstholm (Mors) (Fig. 1), hvor boringer dokumenterer en mere end 100 m dyb dal, som nu er opfyldt overvejende af morænemateriale. De seneste undersøgelser af begravede dale på Mors viser fire markante stadier af daldannelse gennem Kvartærtiden (Jørgensen *et al*. 2005).

Mest markant er dog de glacialtektoniske komplekser, som danner alle de markante bakkedrag i landskabet, der omkranser det vestlige Limfjordsområde. Bakkekronen på Fur, Flade Klit og de Ø–V strygende bakker ved Sundby samt Hundborg buerne i Thy (Fig. 1) er velkendte eksempler på sådanne komplekser, der er dannet ved opskubning af undergrundens lagserier foran isen (proglacial deformation, se faktaboks 19) (Gry 1940).

De ældste kvartære lag findes i klinten syd for Skærbæk (Mors). Her ses både till fra Saale og sporadiske forekomster af Elster glaciationen (Korsager 2002), men den fremherskende glaciale dynamik tilskrives SenWeichsel-isfremstødet fra det sydlige Norge, der skubbede de glaciale komplekser op fra nord mod syd. Dette skete for ca. 28.000 år siden (Houmark-Nielsen 2003, Pedersen 2006). Disse strukturer blev modificeret af Hovedfremstødet fra Sverige (ca. 23.000–20.000 år før nu, Houmark-Nielsen *et al*. 2006). Igennem det meste af Weichsel-istiden henlå Limfjordsområdet som et lavlandsområde med talrige søer. Kun i to perioder af få tusind års varighed blev området dækket af iskapper. De varvige sedimenter fra issøerne blev skubbet op sammen med flager af moler, som det f.eks. ses i Feggeklit (Gry 1979, Pedersen 1996). I den indledende fase af senglacialtiden (20.000–19.000 år før nu) var Limfjorden opfyldt af istunger, der gradvis må være blevet efterladt som dødisklumper.

Den skandinaviske Iskappe smeltede bort fra det nordjyske område ca.18.000 år før nu (Krohn *et al*. 2009, Sandersen *et al*. 2009). Under afsmeltningen blev der afsat smeltevandsterrasser på sydsiden af bakkekronen på Fur (Gry 1979), og hængende dale er velkendte såvel fra Fur som fra Flade Klit på Mors. Hængende dale har en dalbund, som ligger højere end bunden i yngre dale. Da isen endelig smeltede bort, dannedes der aflastningsstrukturer langs bakkekronerne i form af normalforkastninger, bl.a. dokumenteret i Morten Thiese molergrav på Fur (Andersen & Sjørring 1992). Igennem sen- og postglacialtiden skete der en oxidation af pyrit fra moleret. Noget af det opløste jern blev udfældet i smeltevandssand og -grus og danner rødsten (Fig. 62).

I Atlantikum (fra 9000 til 6000 år før nu) smeltede

de sidste store isskjolde i Skandinavien og Nordamerika, så havspejlet steg kraftigt. Ved en transgression i Tidlig Atlantikum, for ca. 9000 år siden, blev Limfjorden for første gang en fjord. Havet trængte ind fra Nordsøen og skabte et øhav, hvor bakkerne blev isoleret som øer. Nordmors blev isoleret som to adskilte øer, 'Feggeøen' og 'Sejerslevøen'(Fig. 7), adskilt fra det centrale Mors af stræder nord for Skarrehage og ved Hanstholm (Fig. 1). På det østlige Fur opbyggedes en stor strandvoldsslette, og mod vest var Fur Knude isoleret af druknet dal (Gry 1979, Petersen 1990). Det salte nordsøvand og den kraftige bølgeaktivitet medførte indvandring af den robuste musling *Donax vitatus*, mens de roligere farvande længere sydpå i Danmark blev karakteriseret af strandsneglen *Littotina littorea*. I Sen Atlantikum blev de isolerede småøer igen forbundet gennem dannelse af strandvoldskomplekser.

Frem til 1800-tallet var den vestlige del af Limfjorden kendetegnet af store områder med hævet havbund fra *Donax/Littorina* havet. Først efter stormfloder, som åbnede Limfjorden ved Agger i 1826 og Thyborøn 1862, blev strømmene i Limfjorden efterhånden ændret, og de nordvendte klinter blev udsat for mere erosion (Olesen & Ringskou 2007). I begyndelsen af 1900-tallet var der stadig store, hævede havbundsflader med kvæggræsning nord for nogle af Furs klinter (M. Breiner Jensen pers. medd. til Niels Bonde), og klinterne var meget mere græsklædte. Dette er forklaringen på, at Bøggild i 1918 ikke opmålte en komplet serie askelag i Fur Knudeklint. Gradvist større dele af det paleocæne underlag for Askeserien ved Stolleklint (Fig. 16) er blevet blottet i løbet af de seneste ca. 20 år og disse lag har næppe været synlige før. Erosionen har resulteret i, at minegangen (stollen), som i 1809 gik ca. 40 m ind i Stolleklint, nu er næsten helt forsvundet.

Adskillige kystskrænter blev dannet under den tidlig-atlantiske transgression, og en del af disse henligger nu som fossile klinter p.g.a. den glacioisostatiske landhævning på 3–4 m af Limfjordsområdet. Ved foden af en sådan klint ved Ertebølle etableredes en boplads (Ertebølle kulturen). Her findes en stor, ca. 140 m lang, 20 m bred og op til 2 m tyk køkkenmødding domineret af skaller af især østers, hjertemusling og blåmusling (Petersen 1986). Den blev udgravet 1893–97 og 1979–84 (Madsen *et al*. 1900, Andersen & Johansen 1986). Lokaliteten er fredet som typelokalitet for Ertebølle Kultur med køkkenmøddinger.

Lokaliteter

Moleområdet omfatter kystklinterne langs Limfjorden fra Silstrup Hoved og Nordmors mod vest til Fur og Ertebølle mod øst (Fig.1). En systematisk oversigt over lokaliteterne er givet herunder i meget kort form (Fig. 8). Nogle af afhandlingerne i tabellen rummer lokalitetsbeskrivelser, se endvidere Bonde (1972a), og Andersen & Sjørring (1992).

Tidligere geologiske arbejder fra moleområdet

Ifølge Clément (1917) blev moleret på Fur og Mors (tripels eller terra tripolitana) opdaget, formentlig i 1761, af Niels Thaarup, som var udsendt af et nydannet "mineralogisk selskab" for at undersøge "paa adskillige steder, hvad der maatte findes i det forborgne". Den første nærmere geologiske beskrivelse af Fur Formationen blev givet af Forchhammer (1835), men Fur Formationen havde inden da været undersøgt for kulforekomster, idet man troede, at den sorte, vulkanske aske var kulholdigt sand. Regeringen lod i 1809 foretage boringer, ligesom man i Fur Stolleklint lod svenske krigsfanger efter Napoleonskrigene grave en 120 fod lang stolle ('Svenskehulen') ind i klinten uden dog at finde kul. Forchhammer (1835) opstillede "Moeformationen" indeholdende følgende bjergarter: sort plastisk ler (nederst); hvidt skifrigt ler (moler); sort meget løs kulholdig sandsten; hydraulisk kalk; sort sandrig kalksten; løs brun sandsten (øverst). Han

Fig. 7. Feggeklit, nordligste Mors. Det er let at forestille sig, at Feggeklit udgjorde en ø i det hav, som dækkede Danmark i Atlantikum (Holocæn). Foto Mik Andersen.

kendte både insekt- og fiskefossiler, men ingen af disse er, så vidt vides, bevaret til i dag.

Fra 1800-tallet og frem til i dag har undersøgelserne af Fur Formationen og Stolleklint Leret besvaret en lang række spørgsmål. En del konklusioner har været 'langtidsholdbare', mens andre spørgsmål har været diskuteret i flere omgange. Det ses af denne oversigt:

- Diatomeerne er marine, først bestemt af Heiberg (1863)
- Hvert askelag repræsenterer ét vulkanudbrud, først tolket af Prinz (1885) og Bøggild (1903) (Fig. 9)
- Lagserien i kystklinterne er foldet i Kvartærtiden, tolket af Ussing (1907)
- Antallet af vulkanske askelag: der er kun fundet få nye lag siden opmålingen af Bøggild (1918)
- Cementsten består af kalk, som delvis stammer fra kalkskallede fossiler (Bøggild 1918)
- Klimaet var meget varmere end det nuværende, tolket af Henriksen (1922)

Lokalitet		Referencer	Bemærk
Silstrup 'Firkanten'	1	Bøggild 1918, Gry 1940, Pedersen & Surlyk 1983.	Østvendt kystklint i Thy. Overskydningskontakt til Sydklint Led, Brejning Fm (Oligocæn).
Silstrup 'Sydklint'	2	Bøggild 1918, Gry 1979, Pedersen & Surlyk 1983, Heilmann-Clausen 1982, 1994b, 1997, Von Salis 1993, Rasmussen *et al*. 2010.	Østvendt kystklint i Thy. Lokalitet med de øverste askelag. Aflejringskontakt til Sydklint Led, Brejning Fm.
Feggeklit	3	Bøggild 1918, Gry 1940, 1979, Pedersen & Surlyk 1983, Espersen 1994, Pedersen 1996, Hundahl 1997, Houmark-Nielsen 1999, 2003, Rasmussen *et al*. 2010.	Østvendt kystklint på nordspidsen af Mors. Typelokalitet for 'glaciotectonites'. Tæppefolder. En ø i *Donax/Littorina* havet.
Skarrehage molergrave Museumsgraven Lynghøjgraven	4	Gry 1940, 1979, Pedersen & Surlyk 1983, Pedersen 1982, 1989, 2000a, 2005, Pedersen & Petersen 1986.	Molergrave på det nordvestlige Mors. Der har været gravet moler i næsten 100 år. Molergravene efterbehandles under hensyntagen til Molermuseets ønsker om formidling.
Ejerslev molergrav, Ejerslev kystklint Harhøj	5	Bøggild 1918, Gry 1940, 1979, Pedersen & Surlyk 1983, Pedersen 1993, 1996, 1998, 2000a, 2008a, Houmark-Nielsen *et al*. 2006.	Molergrav på det nordøstlige Mors. Der har været gravet moler i næsten 100 år. Molergravene efterbehandles under hensyntagen til rekreative værdier. Harhøj er en efterbehandlet molergrav tæt ved Ejerslev.
Skærbæk Klint	6	Bøggild 1918, Gry 1940, 1979, Pedersen & Surlyk 1983, Korsager 2002, Houmark-Nielsen 2003, Rasmussen *et al*. 2010.	Vestvendt kystklint på Nordmors. Klinten indeholder også sort, miocænt ler (Vejle Fjord Fm), samt kvartære lag tilbage til Saale og Elster.
Salgjerhøj	7	Bøggild 1918, Håkansson & Sjørring 1982.	Højeste punkt på Mors. Ved kystklinten nord for findes foldede lag, som også står frem i havbunden.
Hanklit	8	Bøggild 1918, Gry 1940, Klint & Pedersen 1995, Houmark-Nielsen 1999, 2003, Pedersen 2011.	Vestvendt kystklint på Nordmors. Tværsnit gennem Salgjerhøj randmorænekompleks. Største glacialtektoniske forsætning.
Svalklit, Stærhøj	9	Pedersen & Petersen 1985, Pedersen & Platen 2007, Pedersen 2008c.	Nordvendt kystklint.
Gullerup molergrav	10	Gry 1940, Pedersen & Platen 2007, Pedersen 2008c.	Nedlagt molergrav på Nordmors, nu tilvokset.

- Aflejringsmiljøet var et mere end 300 m dybt hav, tolket af Bonde (1966)
- De vulkanske askelag findes også i Nordsøen og vest for Storbritannien (Knox 1996a, b)
- Vulkanernes beliggenhed blev afklaret efter 1996 (se Knox 1997)
- Fur Formationens geologiske alder (paleocæn eller eocæn) blev diskuteret gennem ca. hundrede år (Se faktaboks 2). Den eocæne alder blev bestemt af Heilmann-Clausen & Schmitz (2000) og Crouch *et al*. (2001).

I de seneste ca. 35 år er der publiceret en lang række forskningsresultater om Fur Formationen og Stolleklint Leret, og mange opmålinger er dokumenteret i tekniske rapporter. Disse undersøgelser har bidraget med ny viden om sedimentologi, dateringer, samt dokumentation for askelagenes udbredelse og deres relation til dannelsen af Nordatlanten. I de følgende kapitler præsenteres de vigtigste af disse resultater tematisk, ledsaget af de nugældende tolkninger af observationerne.

Lokalitet		Referencer	Bemærk
Sundby, Klitgård og Klovbakker molergrave	11	Bøggild 1918, Gry 1940, Bonde 1986, 1987,1997b, Heilmann-Clausen *et al.* 1985, Pedersen & Petersen 1985, Pedersen & Platen 2007, Pedersen 2008c, Bonde *et al*. 2008, 2010.	Nedlagte, delvis efterbehandlede molergrave på Nordmors med Oligocænt ler direkte oven på moleret. Randmorænestrøg. Strandblotning med Paleocæn/Eocæn grænsen.
Fur Knudeklint	12	Bøggild 1918, Gry 1940, 1965, Nielsen 1959, Pedersen & Surlyk 1983, Heilmann-Clausen 1982, Heilmann-Clausen *et al*. 1985, Bonde 2008, Larsen *et al*. 2003.	Nordvestvendt kystklint på Fur. Omfatter 'Knudefolderne' (Gry 1940). Typelokalitet for Fur Formationen, Knudeklint Led og Knudshoved Led. Aflejringskontakt Røsnæs Ler/ Branden Ler.
Knuden, molergrave	13	Gry 1940, Pedersen & Jakobsen 1993.	Nedlagte molergrave på det nordvestlige hjørne af Fur. Efterbehandlet til rekreative formål.
Fur Stolleklint	14	Bøggild 1918, Gry 1940, 1965, 1979, Pedersen & Surlyk 1983, Heilmann-Clausen *et al*. 1985, Heilmann-Clausen 1995, Bonde 1997b, Willumsen 1998, 2004, Larsen *et al*. 2003.	Nordvendt kystklint på Fur. Typelokalitet for Stolleklint Ler, som er aflejret under PETM, med egen fiske- og insektfauna. Holme-hus Formationen, Østerrende Ler og Paleocæn/ Eocæn grænsen.
Fur Østklint	15	Bøggild 1918, Gry 1940, Andersen & Sjørring 1992, Larsen *et al*. 2003.	Nordvendt kystklint på Fur.
Færker molergrav Morten Thiese grav	16	Gry 1940, Andersen & Sjørring 1992.	Tilgroede molergrave på østlige Fur. Normalforkastninger, sandkiler.
Molergrave, centrale Fur, Bakkekronen	17	Gry 1979, Pedersen & Surlyk 1983, Pedersen & Petersen 1988, Pedersen 2000b, 2002.	Aktive molergrave, som besøges af gæster på Fur Museum. Sandkiler. 'Bispehuen', eksempel på normal-forkastning. Efterbehandles løbende med hensyn til rekreative formål.
Hestegården molergrav Anshede	18	Pedersen 2000a, b.	Grænsen mellem Stolleklint Ler og Fur Formation, tilskredet.
Junget kystklint og molergrav	19	Pedersen & Surlyk 1983, Jakobsen *et al*. 1994.	Tilgroet molergrav på nordøstlige Salling.
Ertebølle klint	20	Bøggild 1918, Gry 1940, Pedersen & Surlyk 1983, Petersen 1986, 1990.	Vestvendt kystklint i Himmerland. Typelokalitet for køkkenmøddinger fra Ertebøllekulturen.

◀▲ Fig. 8. Tabel over lokaliteter, kystklinter, aktive molergrave og retablerede molergrave, hvor man har undersøgt Stolleklint Ler, Fur Formationen og Brejning Formationen (sml. med Fig. 1).

Fur Museum og Molermuseet på Mors

Side 1990 har der været en imponerende vækst i antallet af fossiler, som er kendt fra Stolleklint Leret og Fur Formationen. Dette skyldes i høj grad den store aktivitet omkring Fur Museum og Molermuseet på Mors. Danekræ-loven trådte i kraft i 1990 og resulterede i tilkomst af et væld af fremragende fossiler. Fossiler, som godkendes som danekræ, får et nummer, eksempelvis DK2, og mange af dem kan ses på de to geologiske museer i molerområdet.

Fur Museum blev indviet i 1954 og var baseret på møbelsnedker M. Breiner Jensens store samling af molerfossiler. Han arbejdede først som frivillige leder af museet, der fik offentlige tilskud fra 1962, og i 1970 blev han fastansat leder. Han stod for udbygninger af museet i 1960 og 1977, hvor museet også fungerede som egnsmuseum (Breiner *et al*. 1979). Museets tredje fløj blev bygget i 1984. Palæobotaniker Erik Fjeldsø Christensen var museumsinspektør 1980–1990 og blev efterfulgt af Georg Stenstrop. De nuværende museumsinspektører er Bo Pagh Schultz og Rene Sylvestersen.

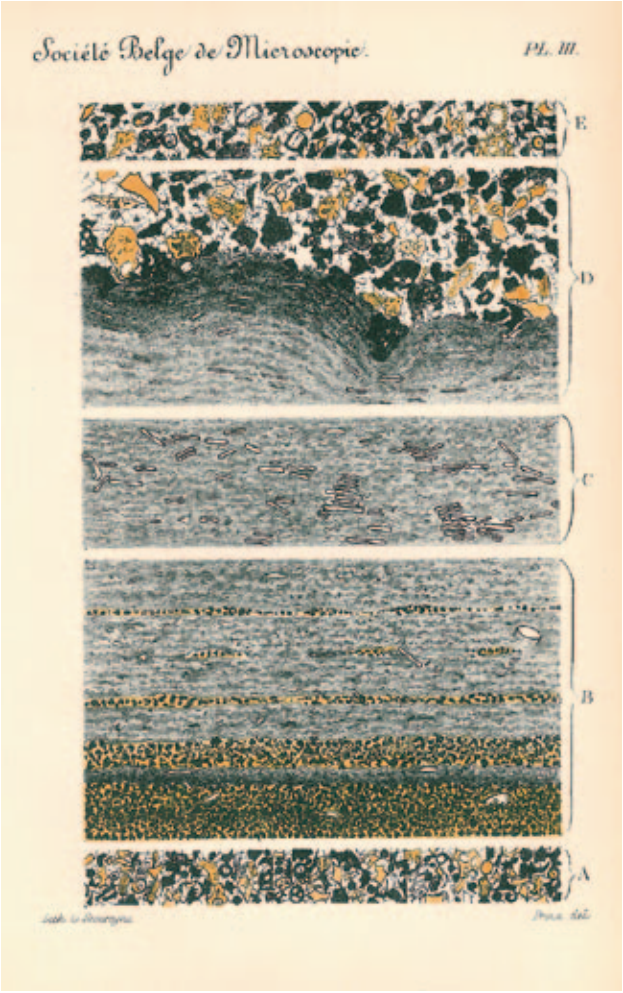


Fig. 9. Håndtegnet snit gennem en cementsten med moler og lag af vulkansk aske. Bemærk både grovkornede (A) og mere finkornede (B) askelag, samt glaskornenes skarpkantede form og de mange gasblærer. De største og tungeste askepartikler er sunket ned i moleret og har lavet små deformationsstrukturer (D). I moleret (C) ses nogle af de store diatomeer. Illustration i Printz (1885).

Molermuseet på Mors blev åbnet 1. maj 1988 som en afdeling af Morslands Historiske Museum. Museet blev skabt i et tæt samarbejde mellem Danmarks Geologiske Undersøgelse, Bent og Ketty Søe Mikkelsen, Skamol A/S og Morslands Historiske Museum. Bygningen blev i første omgang stillet til rådighed af Skamol A/S og i 1998 købt af Morslands Historiske Museum. Bent og Ketty Søe Mikkelsen blev de første daglige ledere, og de stillede deres store og meget fine private samling af fossiler til rådighed for museet. I 1994 forærede Bent og Ketty Søe Mikkelsen deres samling til Molermuseet. De blev efterfulgt af Henrik Madsen, som er museets nuværende daglige leder. Den store samling af fossiler er øget med mange vigtige fund siden 1988.

Stratigrafi

Paleocæn – Eocæn grænsen

Placeringen af grænsen mellem Paleocæn og Eocæn har været et problem, siden epoken Paleocæn blev introduceret i sidste halvdel af 1800-tallet. Det skyldes især manglen på en internationalt vedtaget definition af grænsen og store hiati ('huller' i lagserien) i typeområdet (Pariserbassinet og Londonbassinet).

I Danmark forstærkes dette problem af, at sedimenterne fra dette tidspunkt ikke indeholder de kalkskallede fossiler, som andre steder danner basis for bestemmelse af den geologiske alder. Alderen af Fur Formationen har derfor ud fra forskellige argumenter været angivet som henholdsvis Sen Paleocæn og Tidlig Eocæn (Faktaboks 2: Fur Formationens alder).

Grænseproblemet blev løst, da man i 2004 vedtog en global grænsedefinition (en 'GSSP') og placerede grænsen ved basis af CIE (den negative kulstofisotop-anomali) i et profil i Egypten. Denne grænse er imidlertid væsentligt ældre end basis af typeprofilerne for Ypresien-etagen (London Ler og Ieper Ler), som er nederste etage af Eocæn. Dermed ligger den nu vedtagne P/E grænse (basis CIE) i et niveau, som de fleste tidligere henregnede til Paleocæn. For ikke at forvride betydningen af Ypresien i forhold til typeområdet har en række forfattere foreslået at indføre en separat etage, Sparnacien, for denne ældste del af Eocæn, som er ældre end Ypresien. I Danmark har der altid været enighed om, at det ler, som nu henregnes til Holmehus Formationen,

er paleocænt, og at Røsnæs Ler Formationen er eocæn (Fig. 10). (Faktaboks 1: PETM, Faktaboks 3: Stratigrafi).

Alderen af Paleocæn–Eocæn grænsen er fastlagt på basis af mikrofossiler og geokemi, som diskuteret ovenfor. Der er imidlertid også gjort mange forsøg på at give en numerisk alder for grænsen. En sådan alder baseres på radiometrisk datering af vulkanske askelag kombineret med genkendelse af cykliske astronomiske signaler i sedimenterne. Ved brug af disse metoder er basis af PETM (og CIE) netop blevet dateret til ca. 55,9 millioner år før nu (se Faktaboks 17: De danske askelags rolle i dateringen af PETM).

PETM og CIE i Danmark

I Danmark er basis af CIE og PETM sammenfaldende med undergrænsen af Ølst Formationen og med basis af Stolleklint Ler (Fig. 10, 13, se faktaboks 3). CIE er beskrevet fra Ølst-området og fra en boring i Østerrende, Storebælt. Den negative $\delta^{13}C$–anomali ses tydeligt som et fald på 6–8 ‰ i forhold til de ældre og yngre lag (Fig. 6). Disse målinger overstiger de typiske værdier på 3–5 ‰ for CIE, hvilket kan skyldes et bidrag fra Stolleklint Lerets høje indhold af amorft organisk stof. Igangværende undersøgelser viser, at

Faktaboks 2: Fur Formationens geologiske alder

Fur Formationen alder angives i dag som Tidlig Eocæn, men gennem hele 1900-tallet har alderen været diskuteret, og bestemt ud fra forskellige kriterier.

1899: Alderen blev bestemt som tidlig eocæn ud fra fund af en lille pelagisk vingesnegl, *Valvatina* (=*Heliconoides)*, konksneglen *Cassidaria,* diatomefloraen samt planten *Daphnogene kanei (*nu *Macclintockia kanei)* (Stolley 1899).

1897–1907: Flere danske geologer mente at Fur Formationen var fra Oligocæn, bl.a. fordi den overlejres at brunt glimmerler med fossile havsnegle og muslinger ved Silstrup (Ravn 1897, 1906, 1907; Bøggild 1903; Ussing 1904).

1908: Fur Formationens rigtige plads i lagserien mellem gråt, paleocænt ler og plastisk, eocænt ler blev bestemt. Da vulkansk aske endvidere på dette tidspunkt var observeret adskillige steder i Danmark og Nordtyskland blev vulkanismen dateret til Tidlig Eocæn (Grönwall 1908).

1909: Samme alder blev bestemt på basis af plantefossilet *Macclintockia kanei* (Hartz 1909).

1922–1924: Alderen blev bestemt til yngre Paleocæn ved korrelation med aflejringer i England og Frankrig (Harder 1922, Rosenkrantz 1924).

1928: Ravn accepterede nu formationens tidligt eocæne alder og angav, at Røsnæs Ler også er fra Tidlig Eocæn (Nordmann 1928).

1944: S.A. Andersen diskuterede Fur Formationens placering i forhold til Paleocæn–Eocæn grænsen. Han ville gerne placere Paleocæn–Eocæn-grænsen ved askelag +1, men da dette næppe var muligt, fremhævede han, at grænsen ville være mere entydigt fastlagt ved toppen af den askeførende serie, hvor askelagene ligger tæt, i modsætning til grænsen ved begyndelsen af den askeførende serie, idet de nederste askelag er tynde og forekommer med stor afstand, således at de er svære at identificere i boringer (Andersen 1944).

1976: Fur Formationen blev dateret til seneste Paleocæn – tidligste Eocæn ud fra indholdet af silicoflagellater (Perch-Nielsen 1976).

1979–1982: Undersøgelser af dinoflagellater indikerede en Sen Paleocæn alder for nedre del af Askeserien eller for hele Askeserien (Hansen 1979, Heilmann-Clausen 1982).

1985–1995: Alderen af Askeserien (Stolleklint Leret +Fur Formationen) kunne være enten Sen Paleocæn eller Tidlig Eocæn, idet den definition af P/E grænsen, som dengang blev anvendt internationalt, ikke kunne lokaliseres ved hjælp af dinoflagellater (Heilmann-Clausen 1985, 1995).

2000: Den tidligste omtale af PETM i Danmark blev givet af Heilmann-Clausen & Schmitz (2000). Herefter fulgte flere afhandlinger om biostratigrafien, geokemien (CIE, PETM) og den internationale diskussion om Paleocæn/Eocæn grænsen (Crouch *et al*. 2001, Schmitz *et al*. 2004, Willumsen 2004).

2003: Paleocæn–Eocæn-grænsen er nu defineret ved begyndelsen af en kemisk anomali (CIE, se faktaboks 1 og nedenfor) (Aubry & Ouda 2003). Denne anomali ledsages på shelfer af masseforekomst af dinoflagellatcyster af slægten *Apectodinium* (Crouch *et al*. 2001). Begge kriterier placerer grænsen entydigt ved basis af Stolleklint Leret og giver dermed også Fur Formationen en eocæn alder.

CIE nu kan genkendes på molekyle-niveau i såkaldt kemiske fossiler, som er til stede i prøver fra Østerrende boringen og Fur Stolleklint. Nogle af disse kemiske fossiler kan dermed bruges til at følge temperaturændringer i havets overfladevand og i luften over de omgivende landområder før, under og efter PETM (Petra Schoon pers. medd. 2012).

Samtidig med CIE optræder en stor opblomstring af dinoflagellaten *Apectodinium*, som udgør omkring 50 % af den totale mængde af dinoflagellater og dermed definerer en acmezone. Begge globale indikationer for PETM, og dermed Paleocæn–Eocæn grænsen, (CIE og *Apectodinium* masseforekomst) er således klart til stede i Danmark, og grænsen kan på dette grundlag placeres ved basis af Stolleklint Leret (Schmitz *et al*. 2004). Masseforekomsten af *Apectodinium* er defineret som Zone 6 i Viborg-1 boringen og kendes fra mange andre profiler (Faktaboks 3). Fur Formationen, på nær den nederste del, er aflejret i tiden efter PETM. Det kan sluttes ud fra at δ^{13}C-værdier i nedre del af Askeserien (et stykke under –19b) igen er blevet normale (fig. 6) og *Apectodinium* forsvinder.

Sen Paleocæn (Thanetien)

I Sen Paleocæn var Danmark dækket af et dybt hav, ifølge Knox (1996a) som følge af regional termal indsynkning i forbindelse med den protoislandske hotspot (se Geologisk ramme ovenfor). Havet kan have dækket Sydsverige og muligvis også Midtsverige og den nuværende Østersø (Knox *et al*. 2010). I Danmark aflejredes grønligt og rødligt, meget finkornet, plastisk ler som også kendes fra den centrale Nordsø. I Danmark er disse lag navngivet Holmehus Formationen og i Nordsøen udgør de Ve Led i Lista Formationen (Fig. 10). Sporfossilet *Zoophycos* er meget karakteristisk i sedimenter aflejret på dybt vand, og er hyppigt i Holmehus Formationen (Fig. 11). Denne formation har kun få og varierende blotninger, men kendes fra stranden og den nederste del af skreddene vest for Stolleklint på Fur (Fig. 16) og ud for Ny Klitgård nær Sundby, Nordmors. Ved Stolleklint er for nylig fundet glassvampe i Holmehus Formationen; glassvampe er ikke ret almindelige i dag, og de fleste lever på flere hundrede meters vanddybde (Fig. 12).

I den seneste del af Paleocæn (Sen Thanetien) skete der igen landhævning, som tørlagde Nordsøbassinets randområder (Knox *et al*. 2010). Der var dog fortsat dybt vand i den centrale Nordsø og Danmark, hvor Holmehus Formationens grønne og brune ler blev overlejret af grå og mere siltholdige lerlag, som kaldes Østerrende Ler (Nielsen *et al*. 1986) (Fig. 10). Østerrende Leret er for nylig blevet blottet ved Stolleklint (Fig. 13 og 16). En ny hævningsepisode ved slutningen af Paleocæn løftede den vestlige del af De Britiske Øer. Det medførte dannelsen af Thule landbroen (Fig. 53) og isolerede Nordsøbassinet. Østerrende Leret mangler flere steder i Danmark, f. eks ved Ølst. I stedet for er der en skarp grænseflade, som svarer til et tidsrum uden sedimentation, og ved Ølst skiller denne grænseflade grønligt ler med *Zoophycos* (Holmehus For-

<table>
<tr><th colspan="2"></th><th colspan="2">Danske Nordsø</th><th>DK, Nordsø</th><th colspan="2">Mors, Thy og Fur</th><th colspan="2">Jylland, Vestfyn Storebælt, NV Sjælland</th><th>Referencer</th></tr>
<tr><td rowspan="4">Nedre Eocæn</td><td rowspan="3">Ypresien</td><td colspan="2">Horda Fm</td><td rowspan="2"></td><td colspan="3" rowspan="2">Røsnæs Ler Formation</td><td colspan="2"></td><td>Ravn (1906)
Heilmann-Clausen et al. (1985)
Schiøler et al. (2007)</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Balder Fm</td><td colspan="2">Knudshoved Led</td><td colspan="2">Ingen aflejringer</td><td>Heilmann-Clausen (1982)
Heilmann-Clausen et al. (1985)
Knox (1997)
Schiøler et al. (2007)</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Sparnacien*</td><td rowspan="3">Askeserien*</td><td rowspan="2">Fur Fm</td><td>Silstrup Led</td><td>Værum Led</td><td rowspan="3">Ølst Fm</td><td>Pedersen & Surlyk (1983)
Heilmann-Clausen et al. (1985)
Schiøler et al. (2007)</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Sele Fm</td><td>Knudeklint Led</td><td>Haslund Led</td></tr>
<tr><td colspan="2">Stolleklint Ler*</td><td colspan="2"></td><td>Heilmann-Clausen (1995)
Schiøler et al. (2007)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Øvre Paleocæn</td><td rowspan="2">Thanetien</td><td rowspan="2">Lista Fm</td><td>Bue Led</td><td rowspan="2"></td><td colspan="4">Glaukonitisk silt *
Østerrende Ler*</td><td>Nielsen & Heilmann-Clausen (1986)
Schiøler et al. (2007)</td></tr>
<tr><td>Ve Led</td><td colspan="4">Holmehus Formation</td><td>Heilmann-Clausen et al. (1985)
Schiøler et al. (2007)</td></tr>
</table>

*Uformel enhed

Fig. 10. Litostratigrafisk oversigt over Øvre Paleocæn og Nedre Eocæn i det danske område. Navnene på de formationer og led, som findes i molerområdet, er fremhævet med rød farve. I Thy mangler Røsnæs Ler, her overlejres Fur Formationen af Brejning Ler fra Sen Oligocæn.

mationen) fra gråsort lamineret ler (Stolleklint Ler). I stranden ved Ny Klitgård, nær Sundby ses en kontakt mellem grønligt, bioturberet paleocænt ler og Stolleklint Ler (se også Fig.14). Det undersøges for tiden, om kontakten også her repræsenterer et sedimentationsstop.

Fig. 11. Sporfossilet *Zoophycos* er hyppigt i Holmehus Formationen, her fra klintfoden ca. 150 m vest for Stolleklint, Fur. Foto Bo Pagh Schultz.

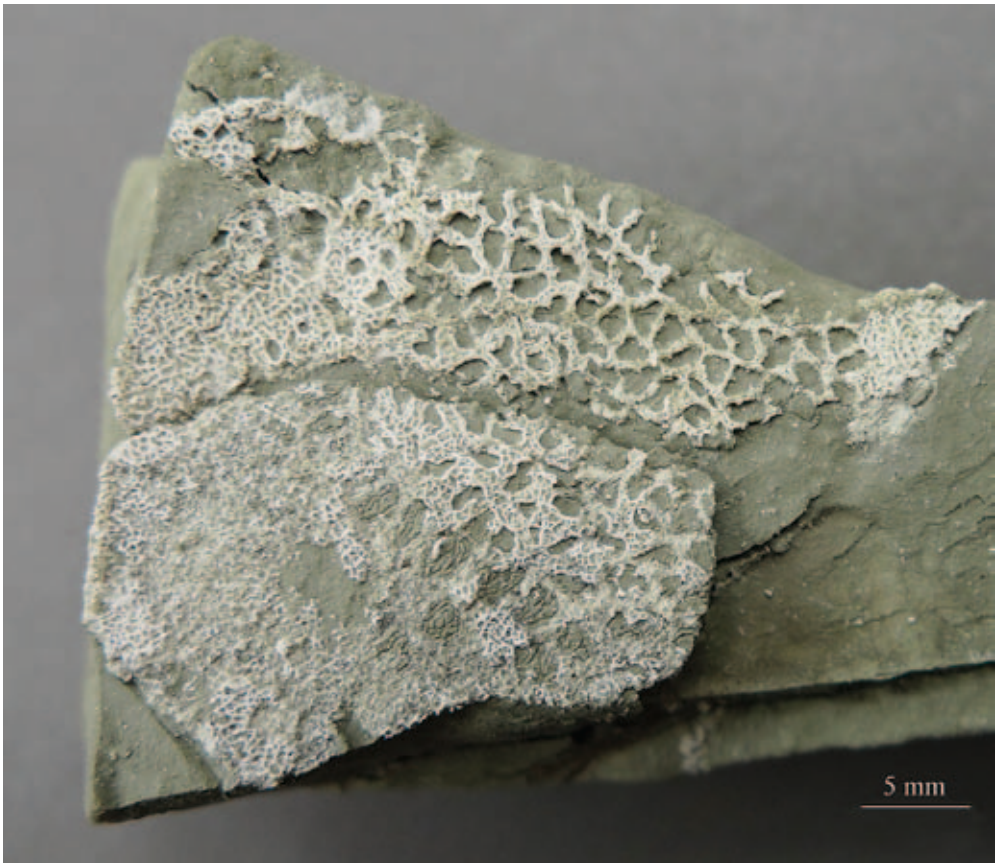


Fig. 12. Nærbillede af glassvamp fra samme lokalitet og lag som *Zoophycos* (Fig. 11). Glassvampen viser, at vanddybden var stor. Foto Claus Heilmann-Clausen.

Faktaboks 3: Stratigrafi

Paleocæn–Eocæn grænsen (Aubry & Ouda 2003, Gradstein *et al*. 2004, Aubry *et al*. 2007 Heilmann-Clausen & Schmitz 2000, Crouch *et al*. 2001,Willumsen 2004)

Massehyppighed (acme) af dinoflagellatslægten *Apectodinium* (Heilmann-Clausen 1985, Heilmann-Clausen *et al*. 1985, Nielsen *et al*. 1986, Schmitz *et al*. 2004, Willumsen 2004)

Måling af CIE i Stolleklint Ler (Heilmann-Clausen & Schmitz 2000, Schmitz *et al*. 2004)

De paleocæne og eocæne formationer i Nordsøen (Schiøler *et al*. 2007)

De paleocæne og eocæne formationer i Danmark (Heilmann-Clausen 1982, Pedersen & Surlyk 1983, Heilmann-Clausen *et al*. 1985, Nielsen *et al*. 1986, Heilmann-Clausen 1995, Heilmann-Clausen 2006)

Greifswalder Oie (Stolley 1899, Andersen 1938, Knaust 1992)

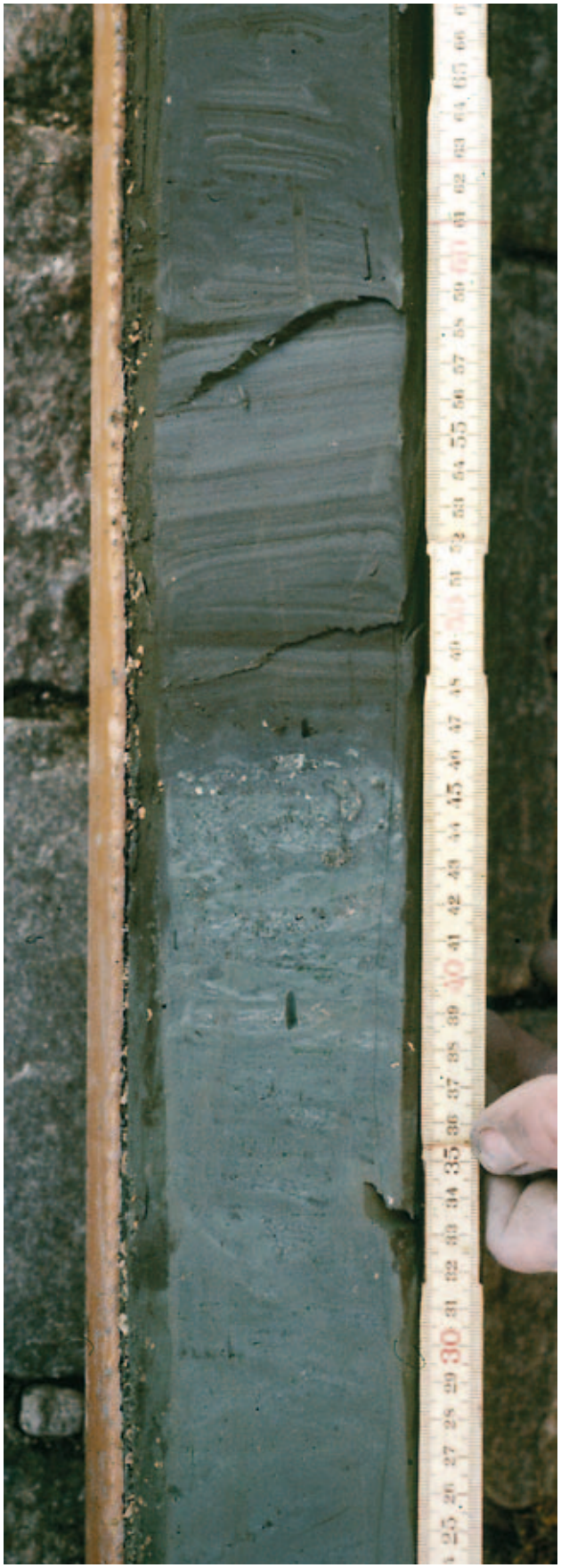
Sydklint Led, Brejning Formationen (Gry 1979, Heilmann-Clausen 1982, 1994b, 1997, von Salis 1993, Rasmussen *et al*. 2010)

Stolleklint Ler

Stolleklint Ler består af mørkegråt til næsten sort, kalkfrit, lamineret ler med et ret højt indhold af organisk stof og pyrit (Fig. 15). Udover den fine lamination adskiller Stolleklint Ler sig fra de overliggende lag ved kun at indeholde få vulkanske askelag, som omfatter de ældste nummererede lag –39 til –34. Stolleklint Ler er et uformelt navn introduceret af Heilmann-Clausen (1995) for den nedre del af Haslund Led i Ølst Formationen (Fig. 10). Stolleklint Ler indeholder *Apectodinium* acme zonen (inklusive arten *A. augustum*, Fig. 6) og den geokemiske anomali CIE, som indikerer, at det er aflejret under PETM, dvs. ved begyndelsen af Eocæn. Stolleklint Leret er navngivet efter Stolleklint på Fur, som er den største og mest instruktive lokalitet for PETM begivenheden i Danmark. Her ses Paleocæn–Eocæn grænsen i stranden, og efter storme i november–december 2011 ses grænsen også nederst i skrænten vest for Stolleklint (Fig. 16). Stolleklint Lerets overgrænse (under askelag –33) kan ses i Fur Stolleklint, hvor de øverste par meter af Stolleklint Leret er i uforstyrret kontakt med moler fra Fur Formationen (Fig. 16).

Stolleklint Leret blev aflejret i de dybeste dele af det afsnørede hav, som dækkede det nordlige Danmark i tidligste Eocæn (Fig. 4, 53). Nedsat cirkulation i vandmassen førte til iltfrie forhold ved havbunden, hvor op til 15 meter fint lamineret ler, rigt på organisk materiale, hurtigt blev aflejret. I den centrale Nordsø udgør denne laminerede aflejring Sele Formationen (Schiøler *et al*. 2007) (Fig. 10).

Fig. 13. Lagfølge på strandfladen vest for Stolleklint på Fur. Nederst ses det grågrønne, bioturberede Østerrende Ler og herover det mørkegrå, laminerede Stolleklint Ler. På billedet ses 55 cm af målebåndet. Foto Bo Pagh Schultz.



Ved Ølst er Stolleklint Ler ca. 15 m tykt. Ved basis findes et ca. 15 cm tykt lag rigt på korn af det grønne mineral glaukonit med tre vulkanske askelag (Heilmann-Clausen 1995, Schmitz *et al*. 2004). Disse lags indplacering i forhold til Bøggilds nummererede askeserie er ukendt, men biostratigrafisk er de i samme zone som lag –39 til –33, og de kan måske være ældre end disse. Tykkelsen af Stolleklint Leret ved Stolleklint er skønnet at være mindst 10 m, men på grund af istektonik og nedskred er tykkelsen meget usikker.

En råstofgeologisk undersøgelse i den vestlige del af Fur viste, at lagserien mellem askelag –33 og –39 er ca. 3 m tyk og består af et finkornet, lamineret sediment, som indeholder mineraler af typen zeoliter samt et antal 1–5 mm tynde askelag (Pedersen 2000b) (Fig. 31). Ved Skarrehage er der gennemboret mere end 20 m gråsort ler, hvoraf de nederste 12-13 m indeholder *Apectodinium* acmet og formentlig kan henregnes til Stolleklint Ler; dog fandtes det formodede askelag –33 8 m over bunden (Pedersen & Petersen 1986, C. Heilmann-Clausen upubl. data).

Ved Ny Klitgård, nordøst for Sundby og vest for Svalklit på Mors (lokalitet 9 og 11; Fig. 1) findes et få cm tykt fossilrigt lerlag, uformelt kaldet 'Sundby laget'(Madsen 2009), som ifølge dinoflagellatindholdet sandsynligvis er placeret stratigrafisk nær grænsen mellem Stolleklint Leret og Fur Formationen. Omtrent samme sted, ca. 200 m vest for bækkens udløb, kan ved lavvande ses en lille blotning, som viser en sedimentær kontakt mellem paleocænt, grønt, bioturberet ler og overliggende Stolleklint Ler. Kontakten blev beskrevet af Heilmann-Clausen *et al*. (1985), og det grønne ler blev dengang henført til Holmehus Formationen. Stolleklint Ler ses også som fint lamineret ler i de udskridende, lave klinter ved Ny Klitgård (Bonde 1997b). I de udskridende klinter sammesteds ses askelag –33 nogle gange i toppen af sort ulamineret ler med nogle ret store, brungrå, dolomit-konkretioner. På stranden ved Ny Klitgård er en gang imellem fundet fragmenter af et 4–5 cm tykt gråt cementeret, dolomitisk lag, dækket af et tyndere gulligt lag tæt besat med mørkebrune koprolitter og hajtænder. Foreløbige dinoflagellatundersøgelser af dette koprolitkonglomerat peger på et niveau nær overgrænsen af Stolleklint Leret, muligvis sammenfaldende med ovenfor nævnte 'Sundby lag'.

◀ Fig. 14. Nedre grænse for Stolleklint Ler i boring ved Erslev (Pedersen & Jørgensen 1989). Bemærk den tydelige kontrast mellem det lysere, bioturberede sediment forneden og det mørkere, laminerede Stolleklint Ler foroven. Foto Claus Heilmann-Clausen.

Fig. 15. Stolleklint Ler på strandfladen vest for Stolleklint. Bemærk den mørkegrå farve og de millimeter–tynde, kontinuerte laminæ. Foto Claus Heilmann-Clausen.

Fig. 16. Storme og højvande i november–december 2011 blottede, formentlig for første gang nogensinde, paleocæne lag nederst i skrænten vest for Stolleklint, som ses i baggrunden. De ældste lag er den lyseblå Holmehus Formation (HF). Derover følger et par meter grågrønt Østerrende Ler som ses op til Paleocæn/Eocæn grænsen (P/E). Over denne grænse ses lidt af det mørke Stolleklint Ler. I baggrunden ses grænsen mellem Stolleklint Ler og Fur Formationen ved det tykke lyse askelag –33. Det nederste moler (op til askelag –17) er mørktfarvet. Øverst i klinten ses begyndelsen på den positive askeserie ved askelag +1. Foto Bo Pagh Schultz.

Ølst Formationen over Stolleklint Leret

Ølst Formationen er opstillet af Heilmann-Clausen *et al*. (1985) og omfatter lag af marint ler, som veksler med omdannede vulkanske askelag (bentonit). Den øverste del med den positive askeserie består af omtrent lige dele aske og mellemliggende lerlag. Formationen opdeles i Haslund Led (nederst, med den negative askeserie) og Værum Led (øverst og indeholdende den positive askeserie) (Fig. 10). Den nederste del af Haslund Led udgøres af Stolleklint Leret (Heilmann-Clausen 1995, 2006).

Fur Formationen

Fur Formationen er en ca. 60 m tyk leret diatomit (moler), stedvis cementeret med calcit (cementsten) og mellemlejret med vulkanske askelag nummereret fra –33 til +140 (Pedersen & Surlyk 1983) (Fig. 17, 18). Formationen har sin typelokalitet i Fur Knudeklint, og herfra stammer også navnet. Formationen er inddelt i Knudeklint Led (fra askelag –33 til basis af +1) og Silstrup Led (fra askelag +1 til og med askelag +140 og 1–2 meter moler derover. De to led har typelokaliteter på henholdsvis Fur Knudeklint og ved Silstrup Hoved (Pedersen & Surlyk 1983). Bøggild (1918) og flere efterfølgende forfattere skelnede mellem 'den negative serie' og 'den positive serie'.

Fur Formationen og Ølst Formationen over Stolleklint Leret er litologisk forskellige men jævnaldrende, hvilket ses af, at de samme vulkanske askelag forekommer i dem begge. I Nordsøen svarer Fur Formationen til øverste del af Sele Formationen og nederste del af Balder Formationen (Fig. 10).

Heilmann-Clausen *et al*. (1985) foretog en revision af Fur Formationens nedre grænse og henførte det mørkegrå, laminerede ler med askelag –34 til –39 til Stolleklint Leret (Fig. 10). I råstofmæssig sammenhæng er diatomitten (moleret) opdelt i seks enheder af forskellig råstofmæssig kvalitet: Sort leret molerserie, skiferserien, nedre molerserie (med askelag–19 til –13), øvre molerserie (med askelag –13 til +19), askelagserien (moler indeholdende askelag +19 til +118) og atlasleret (med askelag +118 til over +140) (Pedersen *et al*. 1994).

Fur Formationen er geografisk begrænset til områderne omkring den vestlige del af Limfjorden: fra Ertebølle i øst over Junget, Fur og Mors til Silstrup i vest (Pedersen & Surlyk 1983) og Lund Fjord i nord (Gry 1979). Efterfølgende har Thomsen & Danielsen (1995) og Danielsen & Thomsen (1997) fundet få meter tykke lag af diatomit i enkelte olieefterforskningsboringer (C-1, K-1, Inez-1) i Nordsøen. På Salling ses en vekselejring mellem Fur Formationen og Ølst Formationen i Harre boringen, og her er Fur Formationens tykkelse reduceret til 28 m (Nielsen 1994), fordi kun Knudeklint Led er til stede, mens de positive askelag er indlejret i ler (Ølst Formationen). Mod sydøst er der en gradvis overgang fra diatomit ved Ertebølle til 'molerlignende lag', tidligere benævnt Skovbo serien efter en lokalitet nord for Mariager Fjord (Madsen 1918), og videre til mørkegråt ler ved Ølst, hvor Ølst Formationen er 29 m tyk (Heilmann-Clausen *et al*. 1985). Ved Holmehus profilet i Røjle Klint nær Middelfart er de negative askelag ned til –13 indlejret i et ca. 0,5 m tykt, lamineret, 'molerlignende' sediment. Molerlignende lag fra en kystnær facies er beskrevet fra Greifswalder Oie i Østersøen. Diatomitten på Greifswalder Oie kendes dog kun fra op til decimeter tykke cementsten med askelag. Aflejringen er særegen ved, at askelagene fylder relativt meget i forhold til den mellemliggende diatomit (Knaust 1992). Askelagene fra Greifswalder Oie bærer tydeligt præg af omlejring og har en kemisk sammensætning, som er fuldstændig identisk med den

Fig. 17. Typelokaliteten for Fur Formationen er Fur Knudeklint, som her ses fra den vestligste pynt af Fur. Foto Mik Andersen.

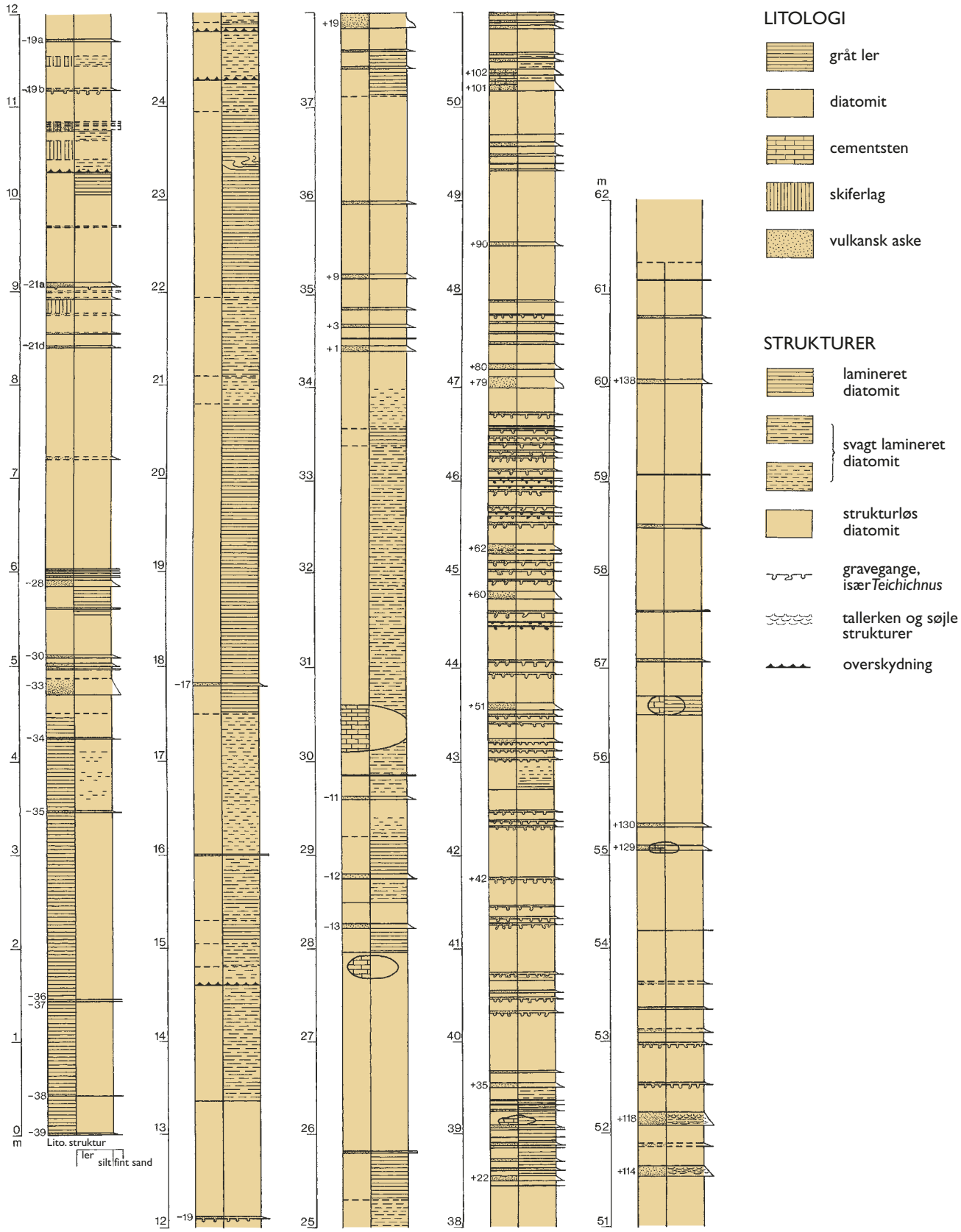


Fig. 18. Sedimentologisk log gennem Fur Formationen (Pedersen & Surlyk 1983). De nederste 4,5 m blev betegnet de molerlignende overgangslag ved opstillingen af Fur Formationen (Pedersen & Surlyk 1983), og henføres nu til Stolleklint Leret.

positive askeserie (Larsen *et al*. 2003). Denne diatomit er samtidig med Fur Formationen, men tilhører ikke denne på grund af den geografiske adskillelse. S.A. Andersen (1938) konstaterede, at der i det østlige Tyskland og Polen findes en type cementsten med tykkere, mere uregelmæssige og tætliggende askelag. Sådan en blok er for nyligt fundet i en grusgrav i Gundstrup på Nordfyn, og har overraskende vist sig at indeholde et velbevaret fuglehoved.

Overgrænsen af Fur Formationen er forskelligt udviklet. Ved Silstrup er der godt 6 m moler over askelag +130, med askelag +131 – +140, mens der er meget mindre i Fur Knudeklint (Pedersen & Surlyk 1983). På Fur overlejres Fur Formationen af Knudshoved Led, som er nederste del af Røsnæs Ler Formationen (Heilmann-Clausen 1982) (Fig. 10, 19). Grænsefladen ved basis af Knudshoved Led formodes at markere et kort tidsrum, som ikke er repræsenteret ved aflejringer (en hiatus). Ved Silstrup er der også en hiatus, men her varede den 30 millioner år, idet Fur Formationen her overlejres konkordant af mørkebrunt oligocænt ler tilhørende Sydklint Led, Brejning Formationen (Rasmussen *et al.* 2010) (Fig. 20, 21).

Røsnæs Ler Formationen

Røsnæs Ler er meget finkornet, rødt ler, kaldet plastisk ler. Dette ler indeholder kalkskallede mikrofossiler, og dets alder (Tidlig Eocæn) har været kendt i ca. hundrede år (Ravn 1906). Ved Fur Knudeklint overlejres Fur Formationen af 2 m mørkegråt, kalkfrit ler med nogle små konkretioner ved basis samt 3 m mere fedt, grønligt ler. Heilmann-Clausen (1982) definerede disse 5 m gråt og grønligt ler som en særskilt enhed, Knudshoved Led, som kun kendes fra typelokliteten ved Knuden (Fig. 10, 19) og fra stranden nord for Salgjerhøj på Mors. På sidstnævnte lokalitet indeholder det grå ler tynde lag af vulkansk aske (Håkansson & Sjørring 1982). Ved Knudeklint overlejres Knudshoved Led af rødlige, til dels kalkførende, meget fede lerlag (Fig. 19), som er typiske for Røsnæs Ler Formationen. Det røde ler er stærkt foldet og indeholder tynde, grønne lag af omdannet vulkansk aske (bentonit) (Fig. 19). De nederste 2 meter af Knudshoved Ler tilhører *Wetzeliella astra* Zonen og *W. meckelfeldensis* Zonen. Disse zoner repræsenterer en markant fornyelse af dinoflagellat-selskabet og tyder på, at der efter

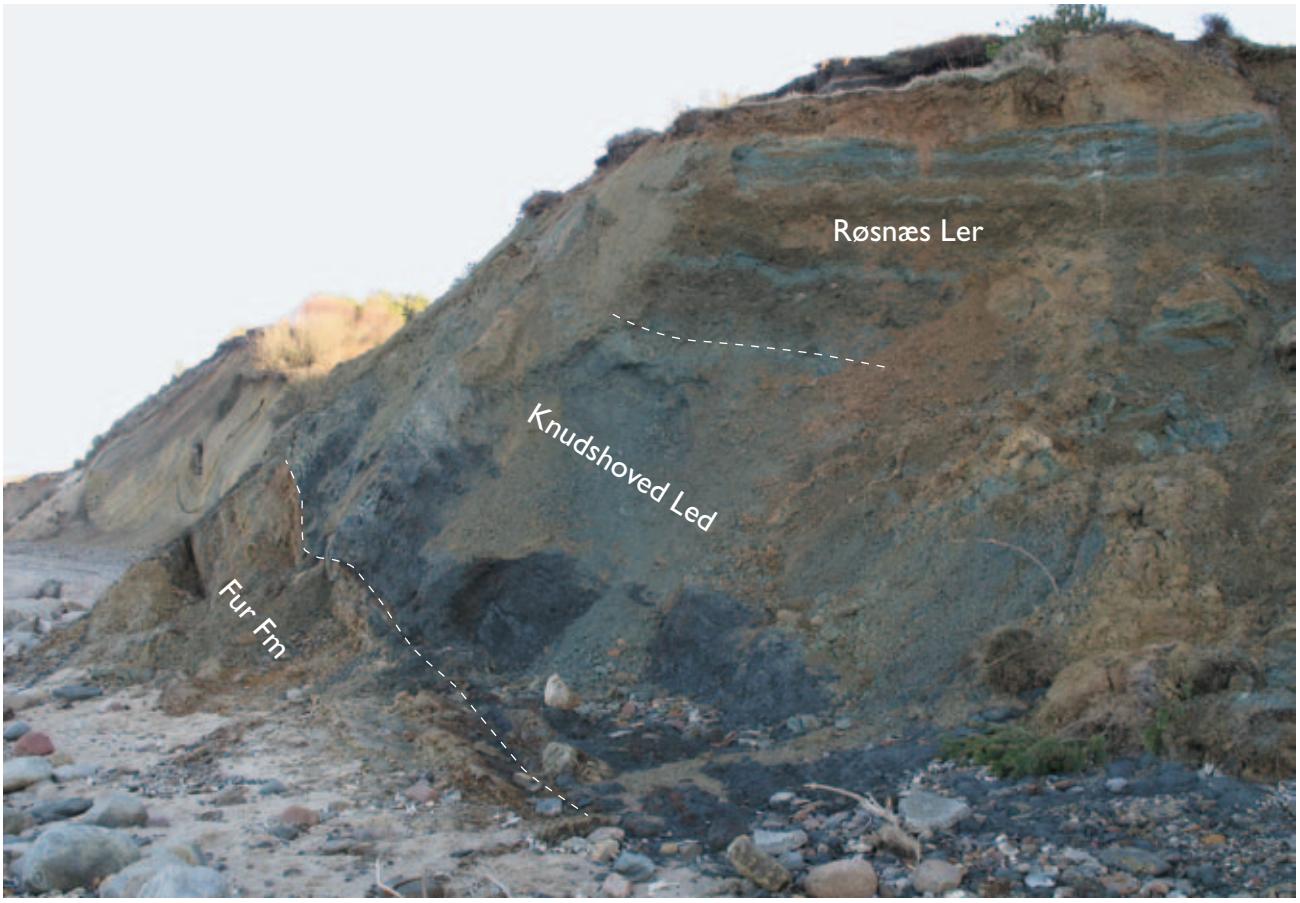


Fig. 19. Grænsen mellem Fur Formationen og de efterfølgende, yngre sedimenter ses i østlige del af Fur Knudeklint. Knudshoved Led er nederste del af Røsnæs Ler Formationen. Herover ses rødbrunt kalkholdigt Røsnæs Ler med grønne leromdannede askelag (bentonit). Tidligere kunne oligocænt Branden Ler ses på dette sted over Røsnæs Leret. Foto Claus Heilmann-Clausen.

aflejringen af Fur Formationen opstod forbindelser mellem Nordsøbassinet og Nordatlanten, formentlig via Den engelske Kanal. Dinoflagellaterne viser, at aflejringen af Knudshoved Led begyndte samtidig med aflejringen af London Ler i Sydengland og Ieper Ler i Belgien (typesedimenterne for Ypresien etagen) som følge af en stor transgression i Nordsøbassinet (King 1981, Heilmann-Clausen 1982). På Røsnæs ligger det røde ler på et hærdnet lag over askelag +102 (Petersen *et al.* 1973).

Oligocæn

På det nordlige Mors findes oligocænt og miocænt ler i mange boringer og i nogle kystklinter, men der eksisterer ikke en klint eller en boring hvor hele den tertiære lagserie er komplet og uforstyrret (Gravesen 1990, 1993). De oligocæne aflejringer i Danmark inddeles i Viborg Formationen, Linde Ler, Hvorslev Ler, Skive Ler, Branden Ler og Brejning Formationen, hvis nederste del kaldes Sydklint Led (Śliwińska *et al.* 2012). Branden Ler, først beskrevet fra nordspidsen af Salling, består af gråt ler med et stort indhold af glaukonit. Det kunne tidligere ses direkte overlejrende det langt ældre Røsnæs Ler ved Knuden på Fur, og viser således en meget omfattende hiatus på dette sted (Heilmann-Clausen 1982). Brejning Formationen har stor udbredelse og ses i visse klinter i moleområdet (Heilmann-Clausen 2006: fig. 10–3 og 10–49; Rasmussen *et al*. 2010) på Vestmors og i Thy.

Brejning Formationen fra seneste Oligocæn består af mørkebrunt til grønligt ler med et stort indhold af glaukonit og glimmer. Leret indeholder mange velbevarede snegle og muslinger, hvoraf nogle peger på at leret blev aflejret i et hav med vanddybder over 200 m, som efterhånden blev lavere (Rasmussen *et al*. 2010). Leret ses bl.a. i 'Sydklinten' ved Silstrup (Fig. 20). I 'Firkanten' ved Silstrup er Fur Formationen skudt ind over Brejning Formationens brunsorte glim-

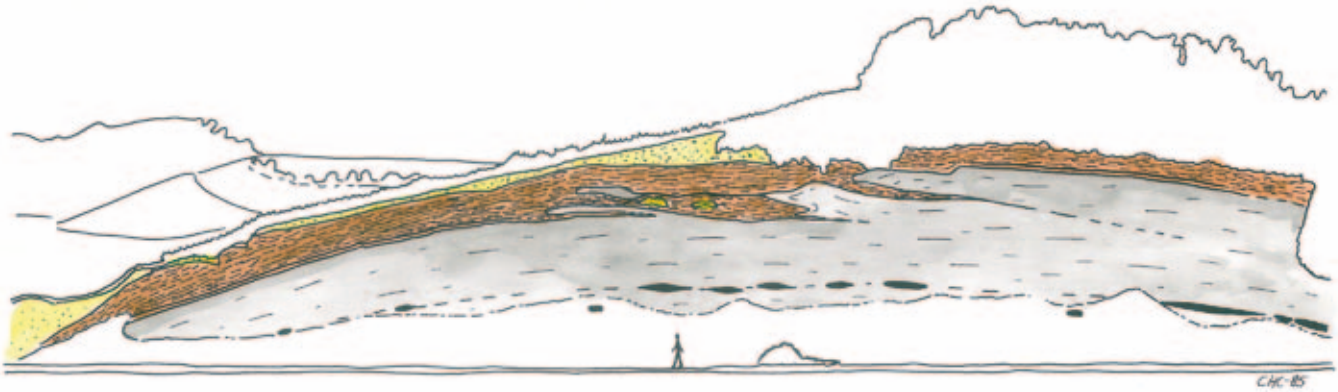


Fig. 20. Silstrup Sydklint. **A**, Fur Formationen overlejres af brunt oligocænt ler (Sydklint Led, Brejning Formationen) med et tyndt grønt, glaukonitisk bundlag. Midt i klinten ses glacialtektoniske overskydninger, mens der andre steder i klinten er uforstyrret sedimentær kontakt mellem Eocæn (grå) og Oligocæn (brun), se Fig. 21.**B**, Kun blottede lag er farvelagt (det gule er kvartært sediment). De sorte linser i klinten er cementstenen ved +135. På stranden ses en person som skala. Foto og tegning Claus Heilmann-Clausen.

merler langs en glacialtektonisk overskydning, som hælder 23°.

Ved Silstrup og Klovbakker (lokalitet 1, 2 og 11, Fig. 1) udgøres den nederste del af Brejning Formationen af en tynd diatomit, der er navngivet som Sydklint Led af Heilmann-Clausen (1997). Diatomitten er op til 28 cm tyk og ligger lige over Fur Formationen, men den oligocæne diatomit indeholder ikke omlejrede diatomeer fra Fur Formationen. Denne unikke diatomit-diatomit kontakt (med 30 millioner års aldersforskel) er tolket som opstået ved, at opstigende porevand fra det underliggende moler har skabt et kemisk miljø i sedimentet, som forhindrede opløsning af de oligocæne kiselskeletter. Kontakten mellem den oligocæne diatomit og det mørke glimmerler er sedimentær (Fig. 20, 21). Det ses af gravegange, *Thalassinoides*, som er fyldt med glaukonitholdigt ler først beskrevet af Gry (1979) og mere udførligt af Heilmann-Clausen (1997). Sydklint Led er dateret ud fra både dinoflagellater og silicoflagellater (se Faktaboks 3: Stratigrafi).

Tidlig Miocæn

Mørkt glimmerler og mere kystnære, sandede aflejringer fra henholdsvis Vejle Fjord Formationen og Billund Formationen kendes fra en række lokaliteter i Limfjordsområdet (Friis 1995, Rasmussen *et al*. 2010). De vigtigste lokaliteter er Skyum Bjerge i Thy, Søndbjerg på Thyholm, Skærbæk Klint på Mors, Hostrup

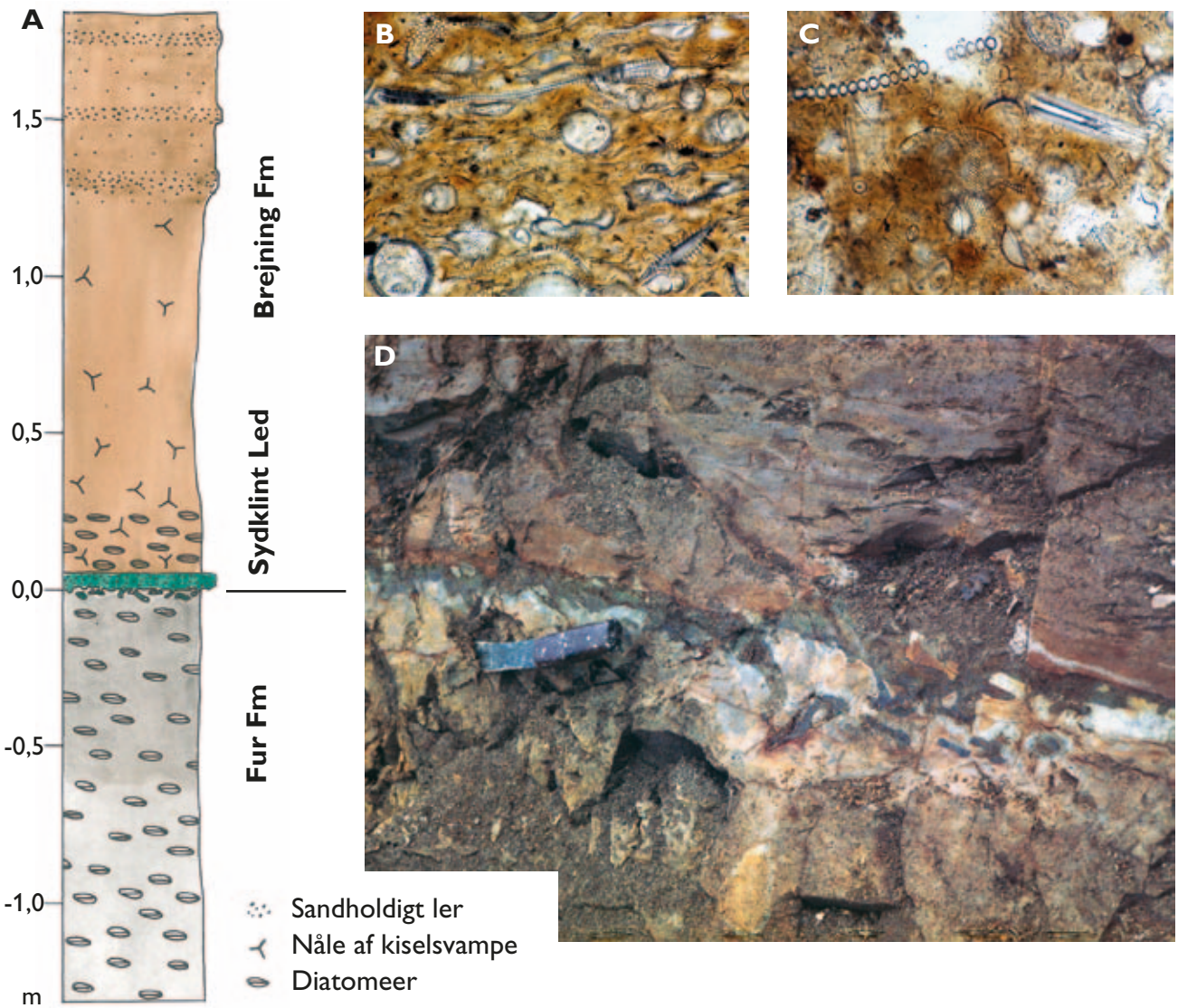


Fig. 21. **A**, Opmåling af lagsøjlen i Silstrup Sydklint, se også Fig. 20. **B**, lodret og **C**, vandret snit af oligocænt, diatomeførende sediment (Sydklint Led). De største skaller er ca. 0,2 mm i diameter. **D**, kontakten mellem de to formationer er tydeligt bioturberet, og gravegangene er udfyldt med glaukonitisk ler. Den eocæne diatomit (Fur Fm) har påvirket porevandets kemi og beskyttet de oligocæne diatomeer mod opløsning. Se teksten. Foto og tegning Claus Heilmann-Clausen.

Strand, Lyby Strand og Mogenstrup på Salling. Meget store kalkcementerede sandblokke rige på muslinger kendes fra bunden af en (nu vandfyldt) grusgrav ved Brøndum på Salling (Friis 1995). I Skærbæk Klint er glimmerleret indlejret i den foldede moræne og har ingen direkte kontakt med moleret. Syd for Skærbæk Klint dukker glimmerleret, overlejret af glimmersand, igen op i stranden. På flere af disse lokaliteter findes også Brejning Formationen fra Sen Oligocæn.

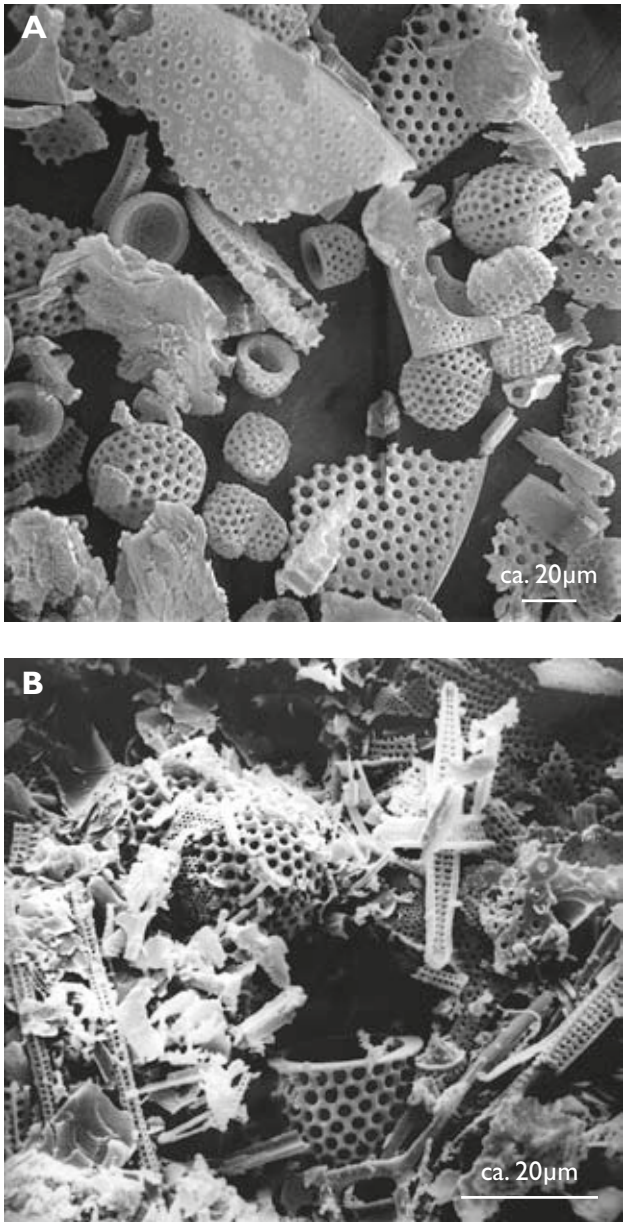


Fig. 22. **A**, diatomeer, hele og brudstykker, visende stor variation i former og størrelser, mange centriske former. **B**, moler er et porøst sediment, hvilket ses tydeligt af denne brudflade. I sedimentprøven ses aflange, bilaterale diatomeer. Foto af diatomeer i skanning-elektronmikroskop (SEM). Foto Gunver Pedersen.

Fur Formationens sedimentologi

Moler (diatomit)

Moler er et hvidligt, finkornet, porøst sediment med en lav gennemsnitsvægtfylde på 0,8 g/cm^3 i lufttør tilstand, hvorfor det kan flyde. Den lave vægtfylde skyldes at porøsiteten er ca. 70 % (Fig. 22, 23, Faktaboks 4: Moler som sediment). Det har været diskuteret, hvad betegnelsen moler betyder, men ifølge Rørdam (1909) skulle 'moe-ler' blot betyde en lys lerbjergart. Moleret består af marine diatomeer, som varierer i størrelse fra ca. 20 til 200µm, samt af lermineraler, hvoraf smektit er dominerende. Diatomeer udgør 60–70 % af sedimentet, og er beskrevet side 99. De resterende 30–40 % af sedimentet udgøres af lermineraler og fint vulkansk støv (Pedersen *et al*. 2004).

Diatomitter og havvandets silicium

Mængden af opløst silicium (Si) i havvand er altid mindre end ca. 170 µmol/l (~10 ppm SiO_2), mens man typisk har målt højere værdier i flodvand (Calvert 1974). Koncentrationen af Si er meget lav ved havoverfladen og stiger med dybden. Dette skyldes, at Si nær overfladen bliver udnyttet af fytoplankton (eksempelvis diatomeer) og bundet i deres skaller, hvorefter Si bliver frigivet på større dybde, når skallerne går i opløsning. Diatomeer er afhængige af, at der er tilgængeligt silicium nær havoverfladen, fordi de ikke kan erstatte Si med andre grundstoffer. Diatomeer (og andet plankton) ekstraherer 1.7–3.2 x 10^{16} g silicium/år, men verdenshavene modtager samlet kun 4.3 x10^{14} g/år fra floderne. Dette viser, at det meste Si recirkuleres i havet. Derfor er områder med upwelling langs kysterne blandt de vigtigste områder med høj diatoméproduktion. Tréguer *et al*. (1995) har beregnet, at gennemsnitligt opløses 90 % af det biogene kisel i vandsøjlen, og yderligere 7 % opløses på eller lige under havbunden. Med andre ord er det kun 3 % af diatoméproduktionen i de øvre vandmasser, som bliver bevaret i sedimentet. Trods opløsning er der alligevel bevaret mange diatomeer i moleret. En sammenligning viser at moler (diatomit) mellem to askelag i molerområdet er 4–5 gange tykkere end leret mellem de samme askelag ved Ølst. Da O.B. Bøggild opmålte askelag og moler bemærkede han, at moleret varierer lidt i tykkelse mellem de samme askelag fra klint til klint (Fig. 5). Dette kan forklares som forskelle i diatomeproduktionen, eller at strøm og bølger betød, at de mikroskopiske skaller drev før de nåede havbunden. S.A. Andersen var interesseret i, om den vulkanske udbrudsaktivitet påvirkede diatoméproduktionen. Han sammenlignede tykkelsen af moler med tykkelsen af ler ved Helgenæs og nåede frem til, at diatoméproduktionen aftog med stigende udbrudshyppighed (Andersen 1937b). Resultatet for-

udsætter dog, at leret er aflejret med konstant hastighed, hvilket er meget svært at bevise.

Sort og hvidt moler

Uforvitret moler er gråsort og indeholder pyrit. Det forvitrer til et hvidligt sediment med gullige, grålige, brunlige eller rosa nuancer. Langs sprækker ses jarosit, et gulligt forvitringsmineral, og andre jernforbindelser, som ofte udfælder i koncentriske ringe (Bøgvad 1942). Sammen med jarosit forekommer ofte små rosetter af gipskrystaller, nogle gange med 'svalehale-tvillinger'. Gipsen er dannet ved oxidation af pyrit. I aktive molergrave kan man nogle gange se gråsort, uforvitret moler i de dybeste niveauer. Farven viser, at sedimentet stadig indeholder lidt organisk stof, og illustrerer, at moleret på aflejringstidspunktet var sort slam. Man må regne med, at det havde en lugt af svovlbrinte (som rådne æg) og var giftigt for mange organismer i lighed med nutidige forhold ved havbunden i Sortehavet og i dele af Østersøen.

Faktaboks 4: Moler som sediment

	Stratigrafi	Reference	Antal prøver	Litologi	Porøsitet	Densitet partikler	Densitet tør prøve	Kalkindhold	Lerindhold	Mineraler					
										Kvarts	Opal-CT	Opal-A	Albit	Clinoptilolit	Lermineraler
					%	g/cm^3	g/cm^3	%	%						
Fur Formationen	Mellem –19 og +1	PL	14	moler						+		+++++			S, I
		A	6	moler	71	2.3		0		+		+++++			S, I, K
		P	5	moler				0	30–45	+	?	70% *			S
		PP	2	moler						+					S, I
	Mellem –17 og +102	A	1	cementsten	87**			90				+			
		PB	47	cementsten	72**			76				+++++			
	Under –19	PP	8	Leret moler						+				+	S, I
	Omkring –19	PL	1	skiferlag						+	++	+++			S
Stolleklint Ler		Ke	1	skiferlag under –33	24	2.1	1.6	0		+	+++++		+		
		Ke	5	Ler		2.5	1.4	0	58	+	+++		+	+	S, I
		PP	6	Ler					75	+	Ikke bestemt			+	S, K, I

Fig. 23. Tabel over sammensætning af moler. Porøsitet, densitet, karbonatindhold, partikler i lerfraktionen og mineraler for prøver af moler og leret moler. Stolleklint Ler er fra Hestegården, Fur (Pedersen 2000b). Bemærk at porøsiteten er ca. 70% i moler men kun 40–50% i Stolleklint Ler. Lufttørt moler er let fordi porøsiteten er stor (ca. 70%) og fordi biogen opal (Opal-A) er relativt let. Opal-CT dannes ved ændring af biogen opal, hvilket er tilfældet i skiferlagene. I cementsten er porerummene udfyldt med calcit. Opal-CT = opal krystalliseret til christobalit og tridymit, I=illit, S=smektit, K=kaolinit. * metoden overvurderer opal-A; **kalkindholdet omregnet til vol%. Reference til prøverne A: Altaie (2008), Ke: Keke pers. comm. 2008, P: Pedersen *et al.* (2004), PB: Pedersen & Buchardt (1996), PL: Pedersen *et al.* (1998), PP= Pedersen & Petersen (1986).

Grænsen mellem sort moler og lyst moler kan ofte være knivskarp. Man har tidligere diskuteret, om farveskiftet er bundet til en oprindelig, sedimentologisk forskel, da det sorte moler typisk forekommer i bunden af molergravene. Undersøgelsen af Hestegårdens molergrav på Fur viste entydigt, at grænsen mellem lyst og sort moler går på tværs af den primære lagdeling (Pedersen 2000b). I Morten Thiese graven på Fur kunne man se sort og lysere, brunlig diatomit 'flammet' ind i hinanden over askelag –33 i en skarp antiklinal. Nær overfladen er der sket en oxidation og udvaskning af pyrit og organisk stof, og dannet nye mineraler som jarosit og gips. I Ejerslev molergrav har man fundet molerets oprindelige sorte farve bevaret helt op til askelag +101 (Pedersen 2008a).

Faktaboks 5: Skarrehagelaget

Skarrehagelaget blev opdaget i 2009 under askelag –13 i Skarrehage molergrav og blev bemærket fordi det indeholdt et usædvanligt fossilselskab. Laget er en lidt uregelmæssigt lamineret diatomit, som maksimalt er 40 cm tyk, og som kiler ud over en afstand på 5–10 m. Laget er 'isoleret' fra det omgivende laminerede moler ved et ca. 5 cm tykt, gråt homogent lerlag, og tæt ved toppen er der et chocoladebrunt, homogent 1 cm tykt lag. Skarrehagelaget indeholder et meget stort antal fossiler, herunder lagflader med et stort antal parallelt orienterede små guldlaks. Laget indeholder endvidere hidtil ukendte fiskearter, masser af insekter, især skøjteløbertæger, nogle nye billearter, mange planterester, særligt løvblade, som er sjældne i resten af moleret, samt et stort antal fuglefjer (Bonde *et al*. 2010). Fossilselskabet synes at repræsentere mere kystnære forhold end det omgivende moler. Det er usædvanligt, at insekterne er fint bevaret i det 'bløde moler'. Sammen med de mange blade kunne det tyde på, at fossilerne er begravet hurtigt.
Lagets geometri, orienteringen af de små fisk, det kystnære fossilselskab og en hurtig aflejring kunne forklares ved at sedimentpartikler og fossiler er transporteret fra kysten som en sedimentær tyngdestrøm og aflejret på dybere vand. De fineste partikler har draperet laget. Der er ikke rapporteret andre eksempler på sådanne tyngdestrømme, hvilket tyder på, at de hændelser, som udløste strømmen har været sjældne. I den ældre litteratur har det været diskuteret hvorvidt den stribede cementsten er resultat af omlejring (se nedenfor).

Sedimentære strukturer i moleret, fra lamineret til strukturløst moler

Moleret kan inddeles i tre sedimentære facies: 1) lamineret moler, 2) svagt lamineret moler og 3) strukturløst moler (Fig. 18, 24–27). Lamineret moler karakteriseres af 0,3–5 mm tykke laminæ, som veksler i farve fra hvid til lys gråbrun, når sedimentet er tørt. De enkelte laminæ varierer ikke i tykkelse og er lateralt kontinuerte (Fig. 24). Forskellen mellem de enkelte laminæ er betinget af mængdeforholdet mellem diatomeskaller og ler. Tynde hvide laminæ domineres i en del tilfælde af en enkelt art af diatomeer, og det er nærliggende at tolke dem som et resultat af en opblomstring (engelsk: bloom) af én art. Nogle tynde, grålige laminæ består overvejende af ler, og de kan være dannet fordi store regnskyl har eroderet landoverfladen og vasket ler ud i floderne, hvor det er blevet transporteret til havet. De tykke laminæ (2–5 mm) består derimod af mange arter af diatomeer i en finkornet matrix, og disse kunne meget vel repræsentere en mere eller mindre jævn aflejring af et diatome-

Fig. 24. Lamineret moler i cementsten, bemærk den perfekte lamination. De enkelte laminæ er 0,1–3 mm tykke.
Foto Gunver Pedersen.

selskab med mange arter (Pedersen 1981). I lamineret moler og lamineret cementsten kan man finde perfekt bevarede fossiler. Askelag, som er indlejret i lamineret moler, har skarpe grænser. Det laminerede moler tolkes som aflejret på en havbund uden dyreliv, hvor de små forskelle i tilførslen af ler og diatomeer blev bevaret i form af laminæ af vekslende sammensætning (Fig. 24). De perfekt bevarede fossiler (Fig. 37– 46) understreger, at der ikke var ådselsædere på havbunden (Bonde 1973, 1979).

Svagt lamineret moler har færre og tykkere laminæ, som kan følges over kortere afstande end i det laminerede moler (Fig. 25). Askelag har skarpe grænser. Der ses ingen tydelige gravegange. Der er fundet lagflader

Fig. 25. Svagt lamineret moler med lidt tykkere og mere utydelige laminæ, som typisk kun kan følges over kortere afstande. Foto Gunver Pedersen.

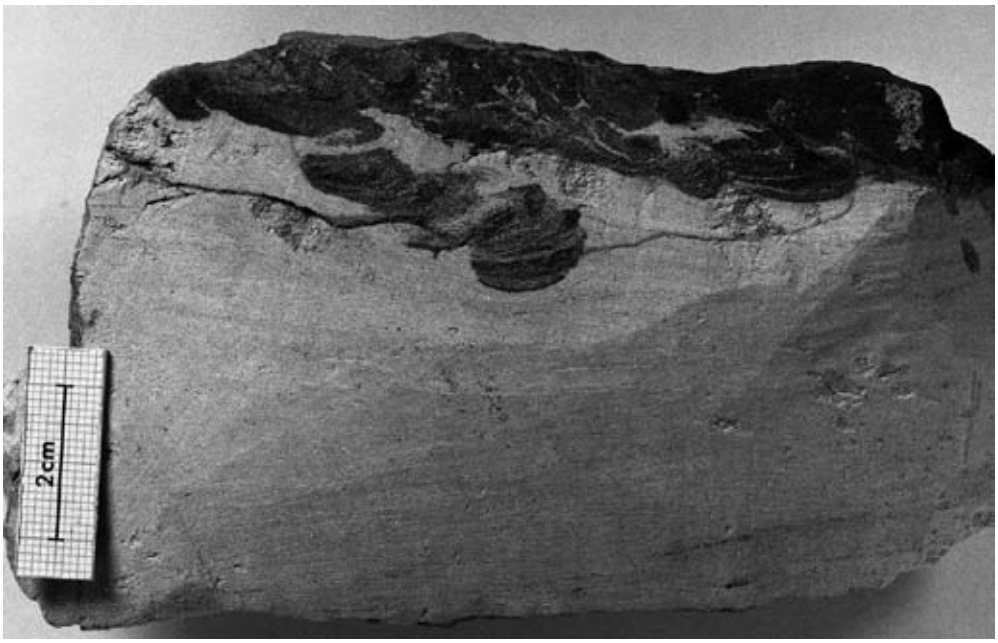


Fig. 26. Strukturløst moler med askelag, hvis undergrænse karakteriseres af askeudfyldte gravegange. Foto Ole Bang Berthelsen.

med slangestjerner i denne facies i Knudeklint Led. Det svagt laminerede moler tolkes som aflejret i perioder, hvor havbunden har haft en fåtallig bundfauna, som muligvis kun har været til stede i kortere tidsrum. Men dyrene har alligevel forstyrret det finkornede slam, og derfor fremtræder moleret her med en svag eller diffus lamination.

Faktaboks 6: Iltfattigt til iltfrit bundvand

I finkornede sedimenter med et stort indhold af organisk stof, som moleret, vil nedbrydningsprocesser forbruge al den ilt, der er i porevandet nede i sedimentet. Ofte dannes giftig svovlbrinte (H_2S), som senere kan indgå i mineralet pyrit (FeS_2). Livsbetingelserne på havbunden styres derfor i høj grad af, hvor meget ilt der er opløst i havvandet lige over havbunden.
Aflejringsmiljøerne ved havbunden klassificeres efter iltindholdet som oxiske (8–2 ml O_2/l), dysoxiske (2–0,2 ml O_2/l), suboxiske (0,2–0 ml O_2/l) og anoxiske (ingen ilt, men ofte giftigt H_2S i bundvandet) (Tyson & Pearson 1991). I de suboxiske miljøer er der så lidt ilt til rådighed, at kun en sparsom og specialiseret fauna kan trives, og i anoxiske miljøer er havbunden uden liv. Betingelserne for bundfaunaen styres imidlertid ikke kun af iltindholdet, men også af, om dette er konstant eller årligt varierende.
Savrda & Bottjer (1991) observerede, at selv med så lidt som 0,1 ml O_2/l i bundvandet kan der ske en mikrobioturbation i den/de øverste mm af sedimentet. Med andre ord dannes perfekt laminerede sedimenter kun hvor der hverken sker bioturbation eller mikrobioturbation, det vil sige hvor havbunden er uden nogen form for bundlevende dyr og hvor miljøet er anoxisk.
Undersøgelser fra moderne aflejringsmiljøer viser, at ved lave iltindhold i bundvandet forsvinder den kalkskallede bundfauna, mens organismer uden skaller kan eksistere indtil iltindholdet bliver meget lavt (Rhoads & Morse 1971). Ved ganske lave iltindhold findes en specialiseret fauna bestående af slangestjerner, enkelte muslinger og små gravende krebsdyr, samt gravende og rørboende orme (Emery & Hülseman 1962, Rhoads & Morse 1971, Sageman *et al*. 1991).

Iltfattigt bundvand i Stolleklint Ler og Fur Formation (Andersen 1944, Bonde 1965–1997b, Pedersen 1978, 1981, Pedersen & Surlyk 1983, Heilmann-Clausen *et al*. 1985, Heilmann-Clausen 1995, 2006, Bonde *et al*. 2008, 2008b, 2010).

Strukturløst moler karakteriseres af at mangle lamination. Endvidere ses askeudfyldte gravegange i bunden af mange askelag i Silstrup Led (Fig. 26). De gravende organismer kendes ikke, formodentlig fordi de var bløde 'orm' eller krebsdyr, der blev nedbrudt under forrådnelsen. Gravegangene henføres til sporfossilslægterne *Chondrites, Phycodes, Planolites, Taenidium* og *Teichichnus* (Pedersen & Surlyk 1983). Der er fundet få marine invertebrater i strukturløst moler i Knudeklint Led (se side 95). Det strukturløse moler tolkes som fuldstændigt gennemgravet (bioturberet) af en bundfauna. Sporfossilerne i Fur Formationen klassificeres alle som ædespor, d.v.s. at de er frembragt af dyr, som levede af fødepartikler i sedimentet. Der har næppe været mange fødepartikler i askelagene, men fordi de adskiller sig fra moleret i farve og kornstørrelse fremhæver asken de gravegange, som formodentlig findes overalt i det strukturløse moler. Det strukturløse moler afspejler dermed perioder, hvor forholdene på havbunden var således, at en sparsom og specialiseret fauna kunne eksistere (se Faktaboks 6: Iltfattigt til iltfrit bundvand).

De tre molerfacies viser derfor skiftende iltindhold i bundvandet. Det laminerede moler tolkes som aflejret i iltfrit bundvand, det svagt laminerede moler kan tolkes som resultat af mikrobioturbation, og dermed meget iltfattigt bundvand (ca. 0,1 ml O_2/l), mens det strukturløse moler er aflejret i svagt iltholdigt (dysoxisk) vand (>0,2 ml O_2/l). Dette stemmer godt overens med det lille antal fossiler af kalkskallede invertebrater (bl.a. muslinger, slangestjerner) i moleret, idet man fra moderne miljøer ved, at kalkskallede bunddyr ikke findes, hvor bundvandet er meget iltfattigt (se Faktaboks 6).

Perioder med meget iltfattigt bundvand

Opmåling af lagsøjleprofiler gennem Fur Formationen viser, at lamineret moler, svagt lamineret og strukturløst moler optræder gentagne gange op gennem lagserien. Det ses også, at lamineret moler optræder mellem de samme askelag på næsten alle lokaliteter. I andre perioder (mellem andre askelag) finder man overalt strukturløst moler (Pedersen 1981) (Fig. 27). Det vil sige, at svingningerne i bundvandets iltindhold skete næsten samtidigt over hele bassinet. Svage stigninger i iltindhold tillod bunddyrene at indvandre og overleve på og i havbunden, mens små fald i iltindholdet betød, at levevilkårene blev umulige for bundfaunaen.

Der argumenteres andetsteds i denne artikel for, at aflejringshastigheden (efter kompaktion) er mindre end 0,1 mm/år. Den sedimentologiske log (Fig. 18) viser, at intervaller med lamineret og svagt lamineret moler dominerer Knudeklint Led fra lidt over askelag

–19 til nær +1. Det kan derfor konkluderes, at bundvandet i lange perioder overalt var meget iltfattigt. I Silstrup Led optræder disse facies sjældent, hvilket viser, at svagt iltholdigt vand forekom hyppigere. Kan der have været flere perioder med iltfattigt eller iltfrit vand under aflejringen af Silstrup Led? Ja, hvis de har været så kortvarige, at et tyndt lag af (svagt) lamineret moler blev gennemgravet (bioturberet) under den efterfølgende periode med svagt iltholdigt bundvand, og dermed nu fremstår som strukturløst moler. Tykkelsen af lamineret og svagt lamineret moler er derfor et mål for den minimale varighed af perioderne med iltfrit eller meget iltfattigt bundvand. Den væsentligste årsag til de meget iltfattige forhold er den store produktion af diatomeer i havoverfladen og nedbrydningen af deres organiske dele på havbunden gennem iltforbrugende processer. Aflejringer fra de dybe dele af Østersøen fra de sidste 10.000 år viser den samme vekslen mellem lamineret, svagt lamineret og strukturløst organiskrigt ler.

Vulkansk aske

Fur Formationen og Stolleklint Leret indeholder mindst 180 lag af vulkansk aske (Fig. 5, 28) med numrene –39 til +140, hvortil kommer nogle få senere opdagede lag som f. eks. –19b (se side 105). Askelagene varierer i tykkelse fra 2 mm til 19 cm, og yderligere kan et antal meget tynde og diskontinuerte askelag ses i gode blotninger. Askelagene består af vulkansk glas og næsten opakke, mikrokrystallinske partikler samt små mængder krystaller, mest feldspat. Partiklerne varierer fra finkornet sand til silt, og farven varierer med den kemiske sammensætning. Det basaltiske glas er sort og skinnende, mens det rhyolitiske glas er lyst. I Stolleklint Leret (og resten af Ølst Formationen) har bevaringsforholdene ikke været så gode som i Fur Formationen og glasset er devitrificeret – helt eller delvist omdannet til ler.

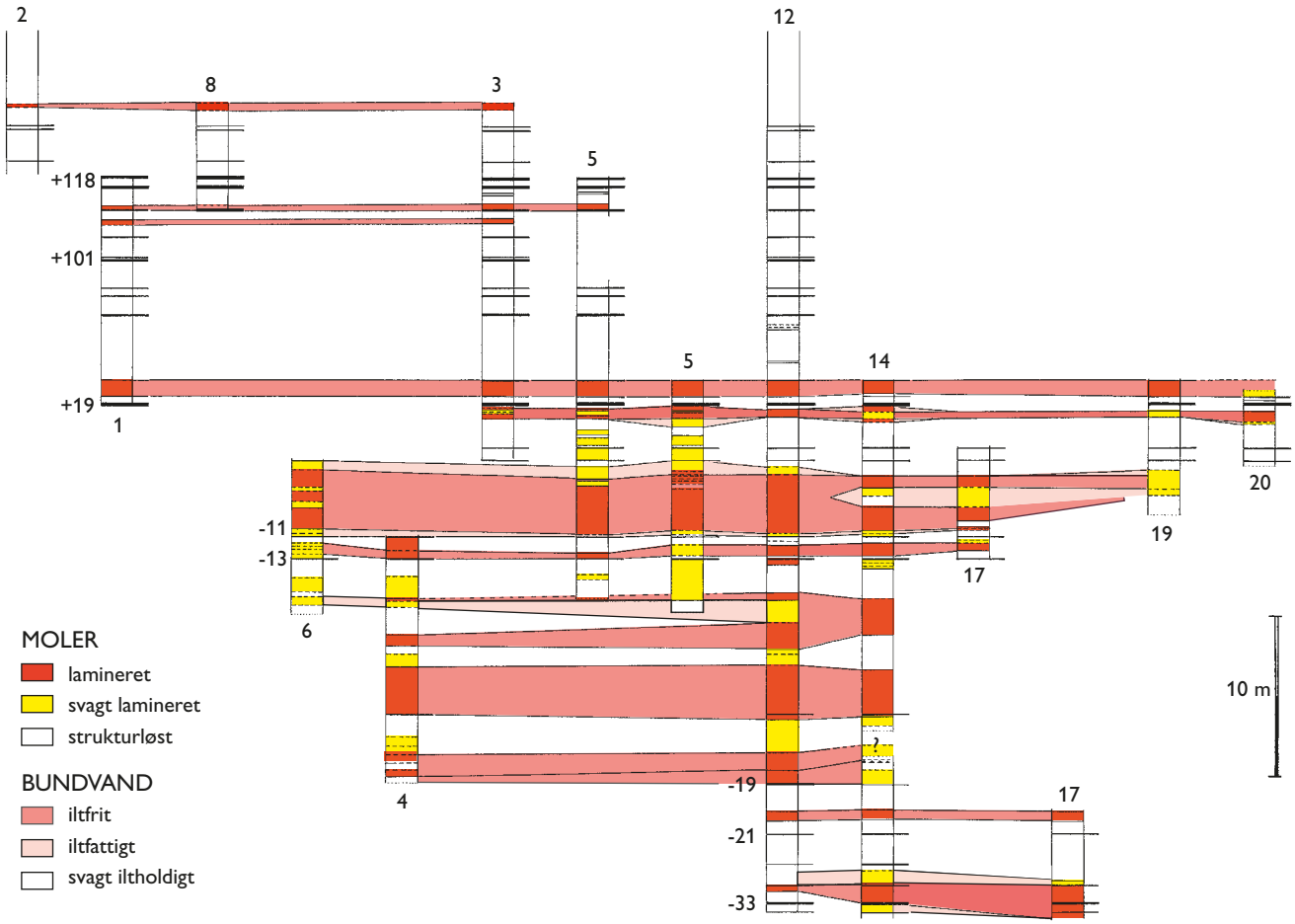


Fig. 27. Vekslen mellem perioder med iltfrit, iltfattigt og svagt iltholdigt bundvand. Læg mærke til, at skiftene er stort set samtidige gennem hele bassinet. De vigtigste askelag er angivet (fra –33 til +118). Tallene ved lagsøjlerne refererer til lokaliteternes numre på Fig. 1 (efter Pedersen 1978, 1981).

Aflejringshastighed og strukturer
Askelagene har graderet lagdeling, det vil sige, at de største partikler ligger i bunden af lagene (Fig. 9, 28). Dette betyder, at hele askelaget er aflejret fra én askesky, og at askepartiklerne er sorteret på vejen ned gennem vandsøjlen (Prinz 1885, Bøggild 1903). Aflejringen af et askelag har næppe varet mere end 1–3 døgn. Man kan måle, at partikler svarende til askekorn i kornstørrelsesintervallet meget finkornet sand (diameter 0,063–0,125 mm) synker ned gennem vandsøjlen med hastigheder på 15–60 cm/minut, hvilket betyder, at selv på 500 m vanddybde vil de nå bunden inden for 3 døgn. Ganske få askelag (+14, +16, +18, +30, +90) er såkaldte 'dobbeltlag'(Fig. 29), hvilket betyder, at to graderede lag følger direkte oven på hinanden og afspejler, at to store vulkanudbrud må have fundet sted kort tid efter hinanden (måske inden for samme år). I enkelte askelag (+101, +114 og +118) ses nogle specielle sedimentære strukturer (Fig. 30). Disse kaldes på engelsk 'dish and pillar structures' og kan kaldes 'tallerken- og søjlestrukturer' på dansk. Strukturerne er dannet umiddelbart efter aflejringen af askepartiklerne på havbunden og skyldes vandundvigelse (Pedersen & Surlyk 1977). Når et tykt lag af tungt, basaltisk glas aflejres hurtigt, vil det presse det vandfyldte slam på havbunden sammen. Herved frigives vand som undviger mod lavere tryk, opad gennem askelaget. Denne kortvarige vandbevægelse flytter fine partikler og danner derved tallerken- og søjlestrukturerne. Når disse kun findes i de tre tykkeste, grovkornede askelag (men ikke i det tykke, finkornede +19), må det konkluderes, at betingelsen for at danne disse vandundvigelsesstrukturer var, at asken blev aflejret hurtigt (grovkornede partikler), og at kun et tykt askelag ydede et tilstrækkeligt tryk på slammet til at igangsætte en væsentlig kompaktion (Pedersen & Surlyk 1977).

Skiferlag

Skiferlagene (tidligere Skiferserien) er en distinkt litologi bestående af mørkegråt hærdnet moler, som forvitrer rustbrunt og stedvis splintrer næsten som flint (Fig. 31). Der findes blødt moler både under og over skiferlagene, hvilket viser, at disse er en særlig facies, hvor moleret er blevet stærkere cementeret. Skiferlagene indeholder zeolit-mineralet clinoptilolit (Faktaboks 4) og opal-CT (Pedersen 2000b, Keke *pers. medd*. 2008).

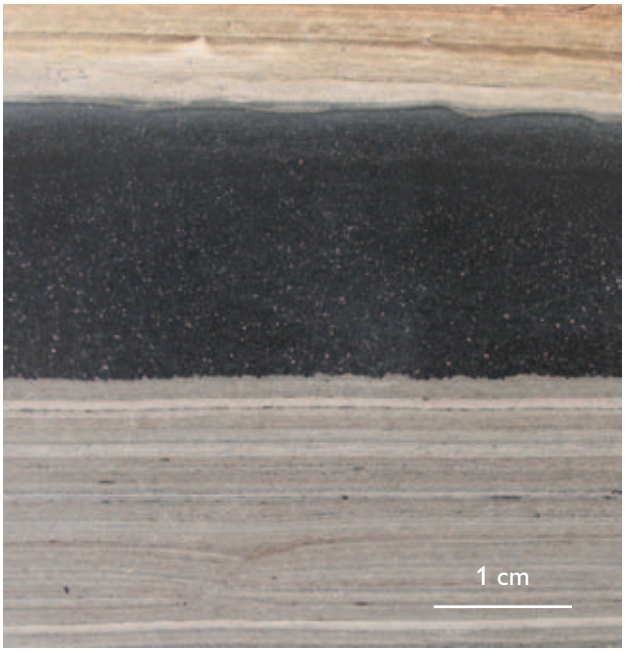


Fig. 28. Vulkansk askelag, 2 cm tykt, indeholdt i cementsten. Det ses at kornstørrelsen aftager opad (graderet lagdeling), et resultat af at større (tungere) korn synker hurtigere gennem vandsøjlen. Bemærk den fine lamination i det omliggende moler. Løs blok, formodentlig fra intervallet mellem askelag +26 og +29. Foto Gunver Pedersen.

Fig. 29. Vulkansk dobbeltlag, som viser at to vulkanudbrud kom så hurtigt efter hinanden, at der ikke er aflejret moler imellem de to askelag. Askelag +16, som er 3 cm tykt. Grænsen mellem de to askelag følger den lyse linie ud for fingeren. Foto Stig Schack Pedersen.

Opal-CT er kemisk mere stabilt end opal-A og dannes ved rekrystallisation af opal-A ved stigende temperatur eller større geologisk alder (Calvert 1974, Harwood 1999). Da der findes velbevarede diatomeskaller (opal-A) både under, over og mellem skiferlagene, kan omdannelsen til opal-CT ikke tilskrives temperatur eller tid. Det er derimod muligt, at der i korte perioder fortrinsvis eksisterede diatomeer med så tynde skaller, at opalen gik i opløsning i meget lav dybde i havbunden og blev genudfældet som opal-CT.

Skiferlagene forekommer kun i den nedre del af Knudeklint Led, under –19, hvor askelagene er tynde og lyse og derfor kan være svære at genkende. Er skiferlagene en god ledehorisont inden for lagerien mellem –33 og –19a? H. Gry opmålte skiferserien og viste, at der på mange, men langtfra alle, lokaliteter findes et tyndt skiferlag under –19a samt et tykkere skiferlag i kort afstand under –19b. Endvidere finder man stedvis et skiferlag under –21a, og flere tynde skiferlag under –21b. Der er også rapporteret skiferlag i nærheden af askelag –27 og –33 (Gry 1940: hans Fig. 22, se også Fig. 31). Der findes også nogle tynde, hærdnede lag, såkaldte 'skifre' i det øvre Stolleklint Ler under askelag –33, hvorfra næsten alle fossiler fra Stolleklint Ler er fundet. Deres tydelige lamination adskiller dem normalt fra de ovenfor beskrevne skiferlag. Flere hærdnede lag ses også omkring –33 i Harreboringen (Nielsen 1994).

Cementsten

Dannelse af cementsten

Cementsten er dannet ved lokal udfyldning af calcit ($CaCO_3$) i alle sedimentets hulrum, således at det bløde og lette moler, samt eventuelle askelag, forvandles til en hård bjergart. Cementstenen har enten form af linseformede konkretioner eller sammenhængende lag, og tykkelsen overskrider sjældent 50 cm (Fig. 32). Indholdet af calcit er 75–90 % i midten af konkretionerne og aftager i nogle tilfælde lidt mod randen, som kan være mere eller mindre forvitret. I cementerede askelag udgør calcitindholdet 30–66 % (Pedersen & Buchardt 1996, Larsen *et al*. 2003). Uden for cementstenene er moleret en kalkfri bjergart.

I Silstrup Led, hvor askelagene ligger tæt, kan det vises, at cementstensdannelsen er knyttet til bestemte niveauer. Cementstenene er derfor en stor hjælp til at

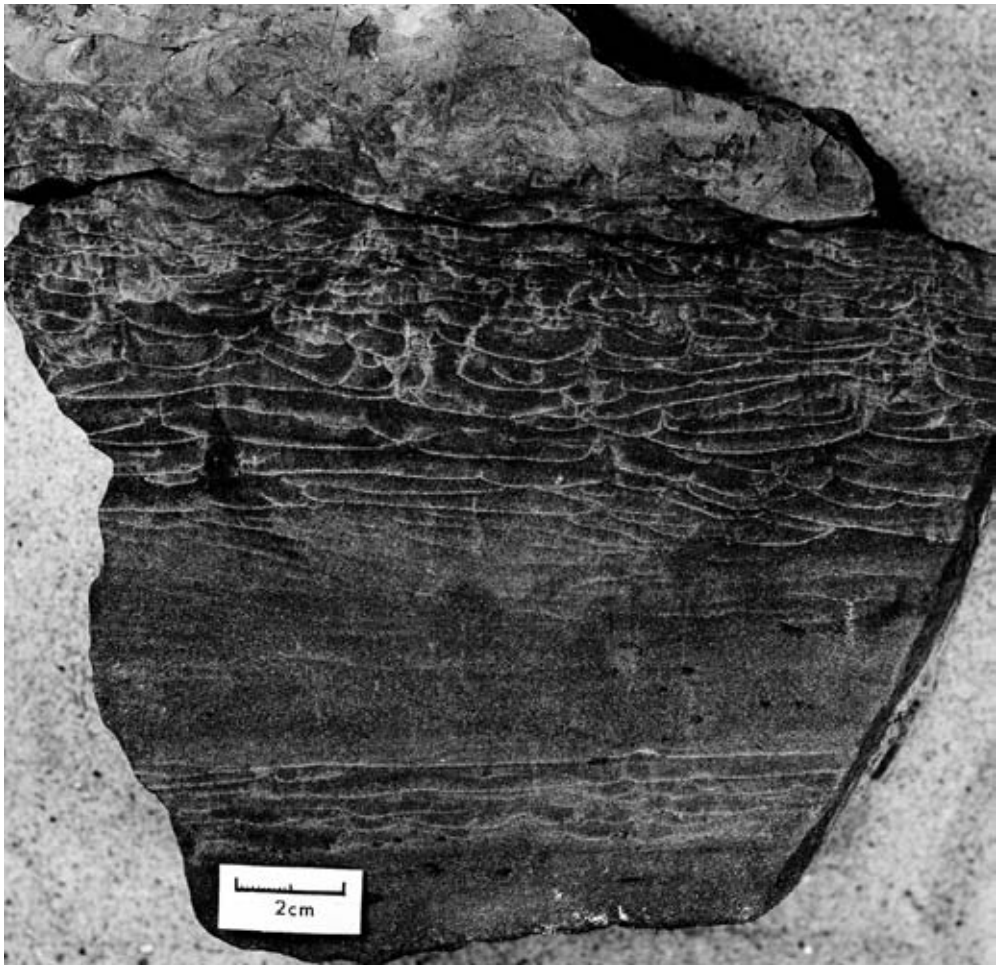


Fig. 30. Tallerken- og søjlestrukturer i askelag +118. Disse strukturer er dannet umiddelbart efter aflejringen af asken af porevand, som er presset ud af det vandfyldte moler under askelaget (se Pedersen & Surlyk 1977). Foto Ole Bang Berthelsen.

identificere bestemte stratigrafiske niveauer (Fig. 33, Faktaboks 7). I Knudeklint Led, hvor askelagene er færre og har længere indbyrdes afstand, er det vanskeligere at eftervise, at konkretionerne er bundet til bestemte niveauer. Der er forskel på størrelsen og tætheden af konkretioner i en given horisont. Dette ses tydeligt i forskellen på, hvor mange askelag der er indeholdt i cementstenen mellem +22 og +35.

Der er fem stratigrafiske niveauer, som på alle eller næsten alle lokaliteter karakteriseres af cementsten: mellem askelag –11 og +1 (lamineret eller svagt lamineret moler), under +19 (lamineret moler), mellem +22 og +35 (lamineret moler), omkring +101 og +102 (svagt lamineret moler), samt nær +135 (lamineret eller svagt lamineret moler). Cementstenene mellem +1 og –11 kan variere i afstand til askelag +1. Hertil kommer, at der visse steder er dannet cementsten i flere niveauer (Pedersen & Buchardt 1996, se også Fig. 33).

Nogle af cementstensniveauerne kan genfindes uden for moleområdet. Der findes kalkkonkretioner i Ølst Formationen især mellem askelag +22 og +35 samt omkring +101–102 (Andersen 1937a, Petersen *et al*. 1973, Heilmann-Clausen *et al*. 1985). Dette peger på, at cementstenene er dannet i stratigrafiske niveauer, som har adskilt sig i sedimentologisk og geokemisk henseende. Opmålinger viser, at cementstenene fortrinsvis er dannet i lamineret moler, men at der er undtagelser især i den negative serie (Faktaboks 7: Stratigrafisk fordeling af cemensten).

Den 'stribede cementsten' adskiller sig ved sin uregelmæssige lamination samt indholdet af mange planterester, grene og blade af *Macclintockia* og *Ginkgo*, rav og mange insekter, samt fiskerester (Bonde 1987). Den forekommer ved askelag –28 til –24 på Fur og ved Ertebølle, og det er foreslået, at den er resultat af omlejring (Andersen 1948). I Fur Knudeklint optræder sjældne konkretioner omkring askelag –33, som ikke kendes fra andre lokaliteter. Konkretionerne omfatter såvel strukturløst som lamineret moler og har indeholdt to kendte fossiler, en læderskildpadde, *Eosphargis* (Fig. 40), og en knogletunget fisk, *Furichthys* (Fig. 43C).

Hvor stammer kalken fra?

Sammensætningenen af kulstofisotoperne i den calcit, som indgår i cementstenene, viser at kalken stammer fra to kilder: en lille del kommer fra opløsning og genudfældning af kalkskaller, mens resten stammer

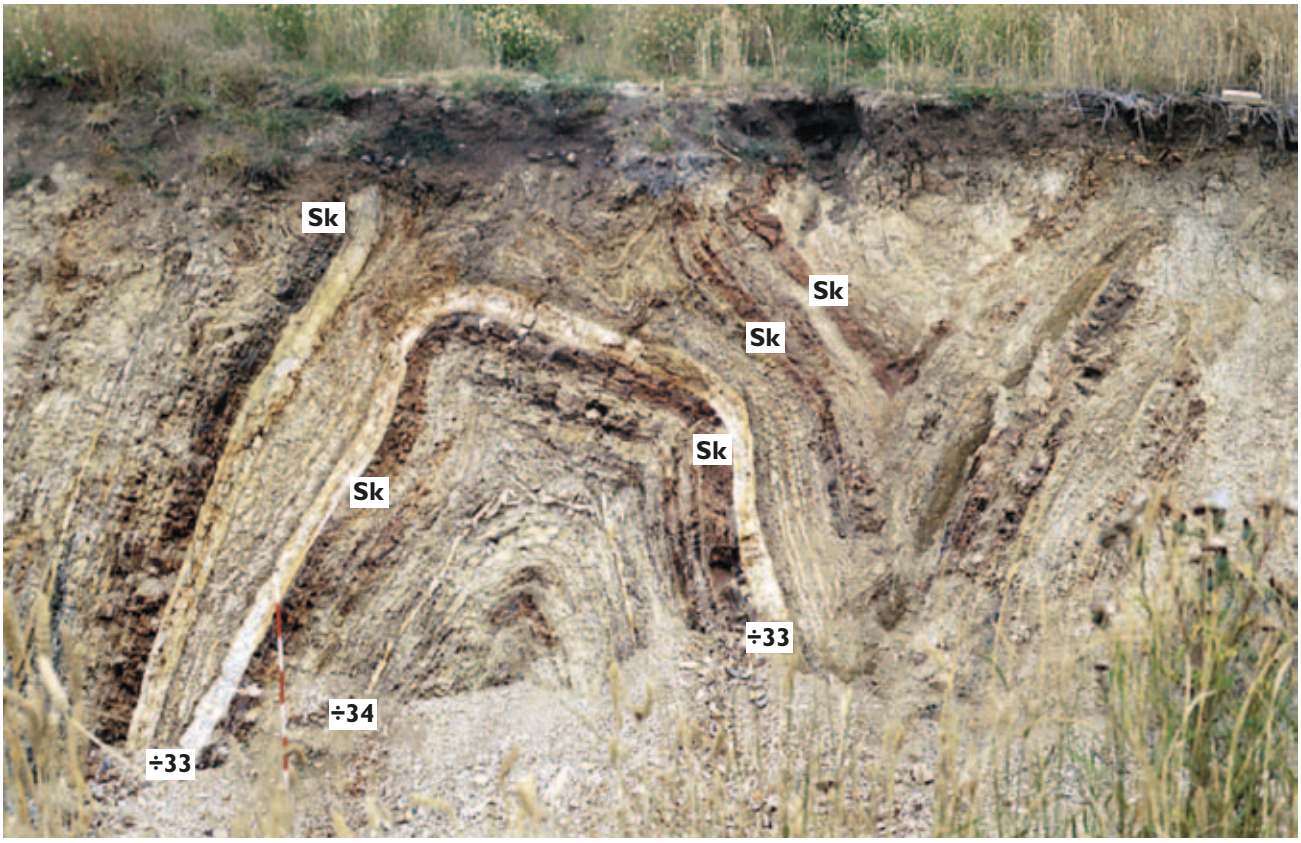


Fig. 31. Skiferlag fra molergrav på arealer tilhørende Hestegården, Fur (Lokalitet 18, Fig. 1, 8). Skiferlagene er hårdt cementeret og karakteristisk rustbrune (Sk), og de splintrer ofte op i små fragmenter. Lagserien er stærkt foldet. Askelag –33 er tykt og hvidt. Landmålerstokken er inddelt i 20 cm intervaller. Profilet er opmålt (Pedersen 2000b), men er i øjeblikket tilskredet. Foto Stig Schack Pedersen.

fra CO_2, der er dannet ved bakteriers nedbrydning af organisk stof i sedimentet (Pedersen & Buchardt 1996). Flere samstemmende observationer viser, at udfældningen af calcit skete på lav dybde i sedimentet og dermed relativt kort tid efter, at sedimentpartiklerne blev aflejret. Nogle fossiler er bevaret tredimensionelt i cementsten med meget fine detaljer, eksempelvis fugleskeletter (Fig. 37–39, samt fotografier i Bonde *et al*. 2008). Det store kalkindhold viser også, at diatomittens oprindelige store porøsitet ikke var reduceret p.g.a. kompaktion af vægten af overliggende sediment (Fig. 23). Tilsvarende viser tyndslib af askelag indeholdt i cementsten, at de enkelte askekorn kun sjældent rører hinanden. Endelig er den bakterielle produktion af CO_2 størst lige under havbunden (Pedersen & Buchardt 1996).

Cementstenene er attraktive for indsamlere af fossiler, og man kan gætte på, at de er overrepræsenteret i forskellige samlinger. Dette skyldes at bevaringstilstanden er bedst i cementsten, fordi sedimentet er meget hårdere, og fossilerne er bevaret med skeletmaterialet og ikke som de aftryk, som man typisk finder i moler. Cementstenenes beskyttelse gælder ikke kun makrofossiler. Vulkansk glas i askelagene er også fint bevaret (Larsen *et al*. 2003), og diatomeer har mange detaljer intakte (Mitlehner 1996).

Glendonit – pseudomorfoser af calcit efter ikait

Mineralet ikait

I Ikkafjorden i Sydgrønland vokser der meterhøje søjler op fra havbunden bestående af et vandholdigt karbonatmineral, som professor Hans Pauly i 1963 publicerede under navnet ikait (Pauly 1963, se også Faktaboks 8: Glendonit). Ikait har formlen $CaCO_3 \cdot 6\ H_2O$ og krystalliserer monoklint til forskel fra det almindelige karbonatmineral calcit, som krystalliserer trigonalt. Ikait har den særlige egenskab, at det ved lavt tryk kun er stabilt ved temperaturer på op til 6°C. Hvis temperaturen stiger, vil ikait nedbrydes til calcit og vand, men den rekrystalliserede calcit kan udfylde og bevare ikaittens ydre krystalform og derved danne en afstøbning, en såkaldt pseudomorfose. Siden Paulys opdagelse er der fundet lignende krystaller (med velbevarede krystalflader) i kolde havområder f. eks. ved Sydpolen og i Okhotsk Havet.

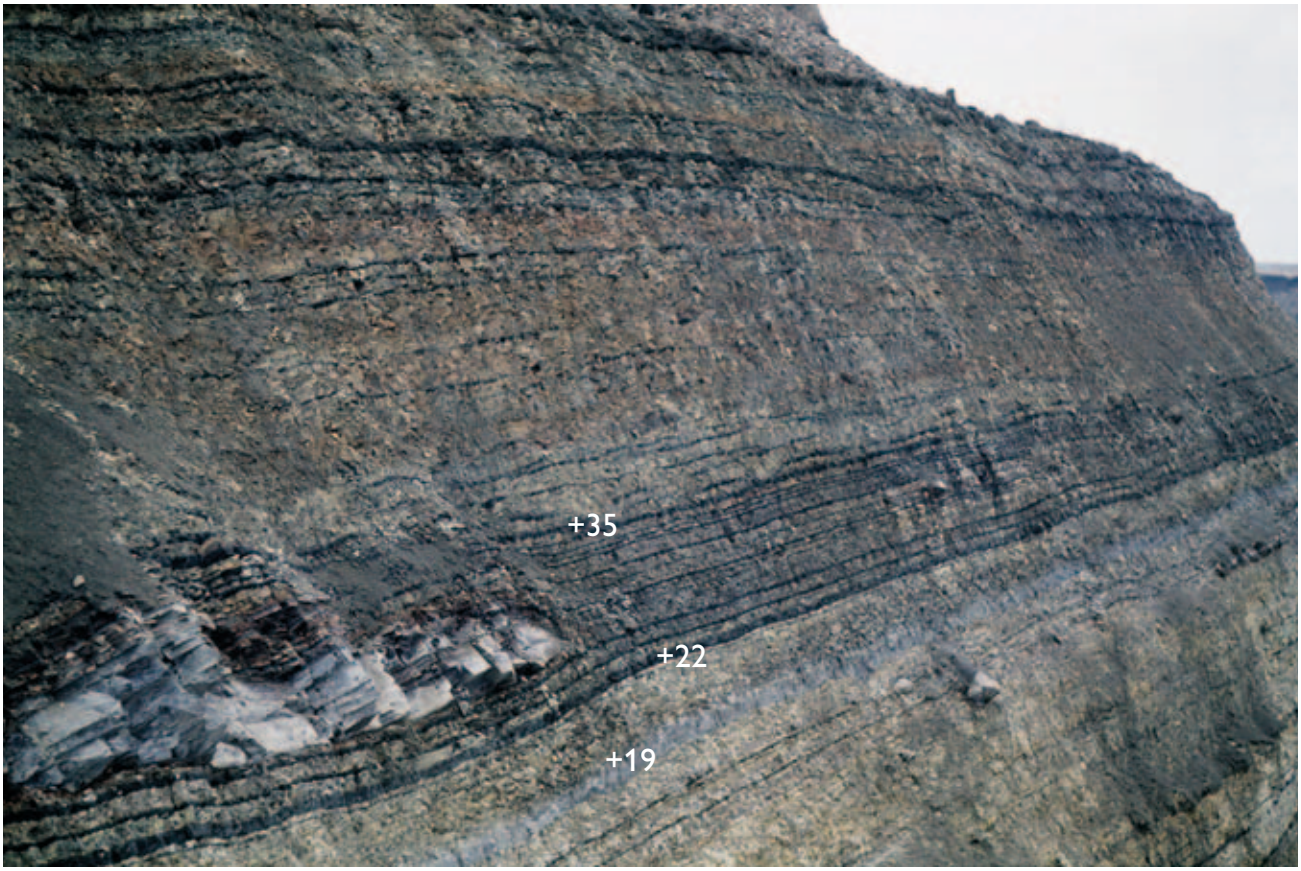


Fig. 32. Cementsten. Konkretionen er dannet i et niveau med lamineret moler og tætliggende askelag mellem +22 og +35, populært kaldet 'kiksekage'cementstenen. Bemærk at diatomit og askelag er mere kompakteret uden for konkretionen. Det tykke grå askelag +19 er tydeligt. Harhøj, Nord for Ejerslev, Mors. Foto Gunver Pedersen.

Faktaboks 7: Stratigrafisk fordeling af cementsten

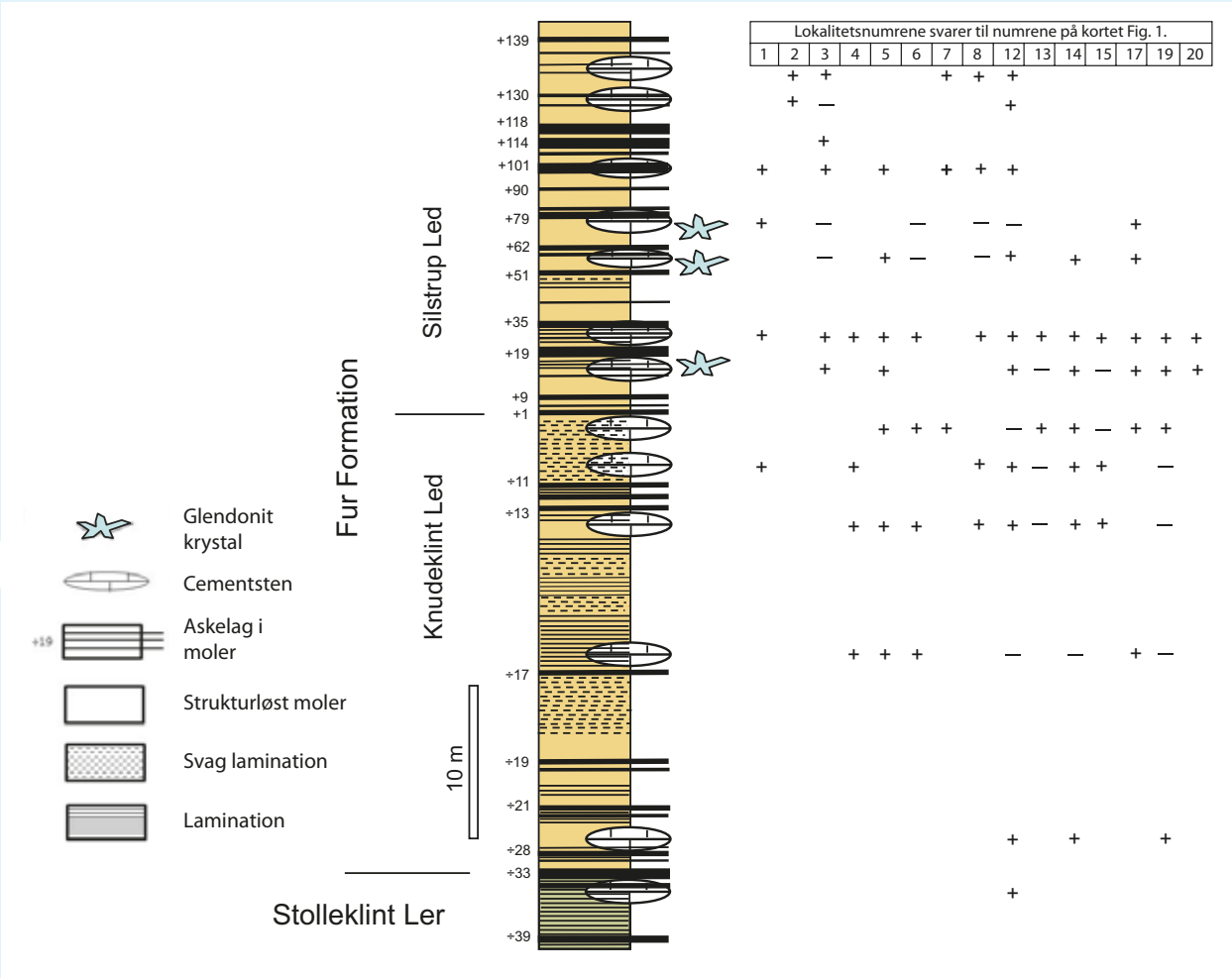


Fig. 33. Forekomsten af cementsten og glendonitkrystaller i Fur Formationen. Simplificeret log med angivelse af cementstensniveauer i Fur Formationen. Bemærk at glendonitkrystallerne findes mellem askelag +3 og +79, og at krystallerne kun i nogle tilfælde er indesluttet i cementsten. Bemærk at der er fem niveauer, som altid har cementsten (se teksten), og at de øvrige niveauer kun optræder på én eller få lokaliteter.
+ angiver at der er observeret konkretioner i et givet niveau på en given lokalitet.
– angiver at der ikke er observeret konkretioner i et givet niveau på en given lokalitet.
Ingen signatur angiver, at det givne niveau ikke kan ses på lokaliteten.

Faktaboks 8: Glendonit

Dannelse af ikait i moderne kolde havområder (Pauly 1963, Suess *et al*. 1982, Buchardt *et al*. 2001, Greinert & Derkachev 2004, Selleck *et al*. 2007).

Dannelsesbetingelser for ikait (Buchardt *et al*. 2001, Greinert & Derkachev 2004, Teichert & Luppold 2009).

Ikait i og omkring Mono Lake i Californien (Bischoff *et al*. 1993).

Pseudomorfoser efter ikait (Kaplan 1979, Pedersen *et al*. 1994, Huggett *et al*. 2005, Schultz 2009, Teichert & Luppold 2009).

Dannelsen af ikait forudsætter lave temperaturer og alkalint porevand med et indhold af fosfater, som hindrer udfældning af andre karbonatmineraler. Sådanne betingelser findes i organisk-rige marine sedimener med diagenetisk dannelse af CH_4, metan. I moderne sedimenter dannes ikait i den øverste del af sedimentet, og under krystalvæksten skubbes det finkornede sediment til side (displasiv vækst).

Fig. 34. Aggregat af glendonitkrystaller, som måler 45 x 50 x 70 cm og vejer 6 kg. Krystallerne er fundet i graven inde bag Knuden (26 graven), i det stratigrafiske niveau mellem askelag +12 og +15. FUM–Nr.1488. Foto Bo Pagh Schultz.

Fig. 35. Cementstenskonkretion med glendonitkrystaller (brune). Bemærk at væksten af krystallen har forstyrret de underliggende tynde askelag. Cementsten på Molermuseet. Foto Stig Schack Pedersen.

Pseudomorfoser (afstøbninger) efter ikait
Længe før opdagelsen af ikait blev der fundet karakteristiske calcit-pseudomorfoser ved lokaliteter Jorden over, og disse er diskuteret siden begyndelsen af 1800-tallet og har fået forskellige lokale navne, bl.a. pseudogayllusit. Der er nu enighed om betegnelsen glendonit (Huggett *et al*. 2005). Glendonit er opkaldt efter calcit-pseudomorfoser i en marin siltsten fra Perm ved Glendon i New South Wales. Den mest kendte forekomst er nok karbonatsøjler (tufaer) som forkommer i og omkring den berømte saltsø Mono Lake i Californien.

Glendonit, imponerende krystaller
I Fur Formationen forekommer rosetformede aggregater af imponerende krystaller, som består af calcit og som kan blive meterstore (Fig. 34, 35). Disse krystaller forekommer mellem askelag +3 og askelag +79 (Fig. 33, faktaboks 7). En mineralogisk undersøgelse af krystalfladerne og petrologien viser imidlertid, at calcitten har replaceret et tidligere dannet mineral, som er bestemt til ikait ud fra målinger af krystalfladerne (Schultz 2009). Krystallerne forekommer i cementsten, samt stedvis i ikke-cementeret moler. Et særlig smukt stykke er blevet accepteret som det første danske mineralogiske danekræ (Bonde *et al*. 2008, 2008a). Figur 35 viser, at krystalvæksten har deformeret et tyndt askelag, som oprindeligt var plant. Krystallisationen af ikait er sket nede under havbunden i diatomit på et tidligt tidspunkt, idet krystalvæksten og replaceringen med calcit er sket inden den tidlige diagenese, som dannede cementsten.

Forekomsten af ikait giver den interessante oplysning, at temperaturen i sedimentet lige under havbunden på dannelsestidspunktet højst kunne være 6°C. Denne tolkning rummer et problem, idet den lave temperatur ikke umiddelbart rimer med klimaet under aflejring af Fur Formationen (se side 109). De lave temperaturer i bundvandet kan kun forklares ved at koldt (og tungt) bundvand har været adskilt ved et springlag fra varmere (og lettere) overfladevand.

Faktaboks 9: Bevaring af fossilerne

Bevarede skeletter
Perfekt bevarede skeletter af fisk, insekter og fugle findes i lamineret moler og lamineret cementsten. Da havbunden var uden bundlevende dyr blev døde fisk m.v. ikke ædt eller forstyrret af ådselædere og blev efterhånden dækket af slam. Fisk og andre hvirveldyrs skeletter er bevaret i cementstenene. Det er bemærkelsesværdigt, at alle mindre fisks kranier er ganske fladtrykte i cementstenene, mens mange fuglekranier med deres papirtynde og hule knogler er bevaret i tre dimensioner uden overhovedet at være trykket sammen. I diatomitten er fossilerne normalt kun bevaret som meget detaljerede aftryk, fordi fosfatskeletterne blev opløst. Dog efterlader meget store knogler og grene noget 'sort fnulder', som oftest må fjernes forsigtigt for at se aftrykket tydeligt. Insekter findes bevaret i diatomit i det fossilrige Skarrehagelag (se faktaboks 5). I de laminerede skiferlag under askelag –19 kan fiskeknogler være bevaret og forvitret blåhvide, mens knoglerne som oftest er opløst i 'skifrene' i Stolleklint Ler. Knogler fra store fisk kan dog være bevaret (Bonde 2008).

Hvirvelløse dyr
Muslinger og snegle har tilsyneladende kalkskallerne bevaret i cementsten, men de er oftest meget tynde, og består sandsynligvis af sekundært udskilt kalk, som erstatter de oprindelige skaller af calcit og aragonit. Måske gælder det samme for slange- og søstjerner. Den eneste kendte fiskeøresten (af aragonit) er bevaret som et aftryk i en blok med snegle (aragonit-skaller), hvoraf de fleste også synes opløst.

Bevaring af farver
Fossilers farve er sjældent bevaret, men vi kender flere fine eksempler fra Fur Formationen. Henriksen (1929) beskrev farvemønstre i en græshoppevinge, og i nyere tid har man undersøgt melanosomer (mikroskopiske 'farvekorn'), hvis størrelse og form kan korreleres til visse oprindelige farver. Melanosomer er bevaret i øjnene i enkelte fossile fisk og fugle samt i nogle fuglefjer, blandt andet fjerkammen på hovedet af en fugl (Vinther *et al*. 2008, Vinther 2010) (DK 200, Fig. 39A). Også blandt insekter er der utroligt fin bevaring af både farvemønstre på vinger og krop (Fig. 46D-F), samt farvemønstrede æg i kroppen på to store tæger. Der er også bevaret mørke farvepletter på enkelte fiskefinner (Bonde 1987).

Fossilerne i Fur Formationen og Stolleklint Leret

Fur Formationen betegnes internationalt som et 'Konservatlagerstätte', et område hvor fossilernes bevaringstilstand er exceptionel. Dette er én af grundene til, at antallet af danekræ fra Fur Formationen er meget højt. Det er kun de ganske få og enestående fund, der får status som danekræ, og lovgivningen forudsætter, at der er tale om 'sjældne eller usædvanligt velbevarede fossile dyr og planter' (Christensen & Hald 1990, Bonde *et al*. 2008). Siden lovens vedtagelse i 1990 er mere end 550 fossiler fra hele landet anerkendt som danekræ, af disse udgør insekter 31 %, fisk 29 % og fugle 12 %. Størstedelen af disse stammer fra Fur Formationen, men der er også et pænt antal fra Stolleklint Ler (Bonde *et al*. 2008). Nogle fossiler fra Stolleklint Leret og Fur Formationen er i verdensklasse og er opsummeret i Fig. 36.

Fugle	Fur Formationens rummer den ældste kendte tertiære fauna af landlevende fugle med nogen diversitet. Den er vigtig for forståelsen af de moderne fugles opståen. De fleste fugle er de tidligste kendte fra deres ordner. Nogle fossiler er næsten komplette og bevaret uden at være kompakteret. Velbevarede fjer samt chromatin, som gør det muligt at rekonstruere farver.
Krybdyr	Stor læderskildpadde, *Eosphargis*, næsten komplet, tidligste af sin familie. Komplet havskildpadde (chelonid) har bevaret blødt væv og nogle hornplader og er sikkert verdens bedst bevarede skildpadde. Komplet ferskvandsskildpadde. Havslange, *Palaeophis*, et sjældent eksempel på et sammenhængende skelet.
Fisk	Tidligste eksempel på en divers fauna af klart oceaniske benfisk, ca. 80 arter, bevaret som komplette skeletter og med 'moderne' faunasammensætning. Tidligste egentlige dybhavsfisk, en hvalfisk. Ældste fossile repræsentanter for flere underordner og enkelte nulevende familier. Nogle arter er sensationelt store og komplette (to knogletunger og en tarpon). Enkelte fisk har bevaret farvepletter.
Insekter	Tidligst kendte fauna med mere end 200 arter og mange individer. Faunaen rummer de ældste repræsentanter for mange familier. Ekstraordinær bevaring af stridulation (lyd)apparatet i græshopper, således at 'sangen' kan rekonstrueres. Bevaring af farvetegninger og øjne med de små linser. Bevarede æg i tæger og på blad. Migrerende flokke af natsværmere (massedød). Vigtige indikatorer for landklima under PETM, kendes ikke fra andre lokaliteter.
Krebsdyr	Helt ekstraordinære rankefødder (rurer, langhalse) beslægtet med dybhavsformer. Primitive fossile rejer forekommer i Stolleklint Ler. Verdens ældste hestereje er fundet i Fur Formationen.
Landplanter	Mange frø og frugter, nogle blade, arter fælles med den "Arcto-Tertiære flora". Cuticula kan være bevaret, og der kendes en blomst. Forkislede stammer af rødtræ er op til 9 m, men der findes også meget blødt ved. Fossilt drivtømmer har fasthæftede muslinger, langhalse og rurer. Artsrig og velbevaret mikroflora bestående af 42 sporer og 108 pollentyper som afspejler landvegetation i regionen. Bruges til regional og global geologisk datering, klima- og generelle miljøtolkninger.
Fytoplankton	Cyster og interne skeletter fra marine planktoniske alger som dinoflagellater, diatoméer og silicoflagellater er hyppige, velbevarede og udgøre meget artsrige selskaber. Bruges til regional og global geologisk datering samt palæomiljøtolkninger.

Fig. 36. Fossiler i verdensklasse. Oversigten udpeger de egenskaber ved fossilerne i Stolleklint Leret og Fur Formationen, som er af global betydning for forståelsen af en fossilgruppe. De enkelte fossilgrupper er beskrevet i teksten og faktaboksene med referencer til den relevante litteratur.

Fossilselskabet
En beskrivelse af fossilerne i Stolleklint Leret og Fur Formationen kan fokusere på de exceptionelle fund (enkelteksemplarer) eller give en mere overordnet beskrivelse af de forskellige fossilgrupper. Nedenfor er begge metoder anvendt. Mange fine fossilfund, som har status som danekræ, er beskrevet og diskuteret af Bonde *et al*. (2008, side 72–159), som giver en velillustreret, systematisk beskrivelse af de enkelte fund.

Overordnet kan fossilerne i Fur Formationen og Stolleklint Leret inddeles i mikrofossiler, som er usynlige med det blotte øje eller lup, samt makrofossiler, der optræder som fragmenter (almindeligt) eller komplette individer (sjældnere). Mikrofossilerne omfatter diatomeer, som optræder i så store mængder at de udgør ca. 60–70 % af moleret (heraf betegnelsen diatomit), samt dinoflagellatcyster, sporer og pollen, som er vigtige for biostratigrafisk korrelation; mindre grupper som silicoflagellater og radiolarer, samt nogle svampespikler og meget sjældne bundlevende foraminiferer. Makrofossilerne domineres af insekter og fisk men omfatter også planter, fugle, skildpadder og hvirvelløse dyr (invertebrater).

Det er vigtigt at minde om, at Fur Formationen og Stolleklint Leret har et meget usædvanligt fossilselskab. Nogle fossilgrupper, som især kendes fra Fur Formationen (insekter og fugle), er ekstremt sjældne i andre marine sedimenter, mens de marine, kalkskallede invertebrater (eksempelvis muslinger) og kalkskallede mikrofossiler er dramatisk underrepræsenteret i Fur Formationen og Stolleklint Leret. Dette er en del af forklaringen på, at alderen af Fur Formationen blev diskuteret så længe, idet mange biostratigrafiske dateringer bygger på kalkskallede mikrofossiler. Manglen på kalkskallede fossiler i Fur Formationen er så påfaldende, at det er signifikant for tolkningen af aflejringsmiljøet (se side 111).

Fugle

Velbevarede fossile fugle
Fuglefossiler er ofte enkelte knogler, og velbevarede fossile fugle er en sjældenhed, også på verdensplan. I dag kender man over 170 fuglefossiler fra Fur Formationen, af hvilke 40 % er løse fjer (Dyke & Lindow 2009). Fossilernes bevaringstilstand er exceptionel også i international sammenhæng, idet flere skeletter er næsten komplette, sammenhængende og bevarede i tre dimensioner (ingen kompaktion) i kalkkonkretioner (Lindow & Dyke 2006) (Fig. 37, 39). I tilgift er blødt væv såsom fjer, hud og skæl bevaret, hvilket er uhyre sjældent for fuglefossiler (Kristoffersen 2002a, Dyke & Lindow 2009). Endelig har det vist sig, at fjerene og øjnene hos fuglene har bevaret selve formen på de farvekorn (melanosomer), som har givet den oprindelige farve, således at nogle af farverne kan rekonstrueres (Vinther *et al*. 2008)(Fig. 38). Fur Formationen repræsenterer et særdeles sjældent aflejringsmiljø, når det gælder fossile fugle: et *marint, lavenergi Konservatlagerstätte,* som tillader bevaring af både sammenhængende skeletter og blødt væv (Lindow 2007a, b).

Fuglenes udvikling
Alle nulevende fugle tilhører Neornithes, som er en underklasse (i den zoologiske klassifikation) af fuglene. Neornithes opstod i den sene del af Kridttiden og var tilsyneladende de eneste fugle, som overlevede den store masseuddøen på Kridt–Tertiær grænsen. I Paleocæn – Tidlig Eocæn skete der en hastig udvikling af fuglene, idet hovedgrupperne af nulevende fugle alle opstod i perioden fra 70–55 millioner år før nu (Lindow 2011). De nulevende fugle omfatter strudse, hønsefugle, tranefugle, vade- måge- og alkefugle, papegøjer, turakoer, musefugle, trogoner, sejlere, skrigefugle med flere. Bevaringen af skeletterne i tre dimensioner gør det muligt at bestemme anatomiske detaljer, som sammenkæder fossilerne med nulevende fugleordener. De fossile fugle fra Fur Formationen har derfor allerede nu bidraget med vigtig ny viden til forståelsen af de moderne fugles udvikling (Fig. 38). Indtil nu har Fur Formationen leveret de tidligst kendte fossile repræsentanter for turakoer, trogoner, sejlere, papegøjer og ibiser. Derudover er der beskrevet en række tidlige repræsentanter for nu uddøde grupper af fugle (se Faktaboks 10: Fugle). Bonde *et al*. (2008) præsenterer en række af de betydeligste fund af fossile fugle og ledsager de afbildede skeletter med billeder af beslægtede nulevende fugle.

Det er bemærkelsesværdigt, at alle fuglene er landfugle. Ingen af dem synes at have levet ved stranden eller over havet (Dyke & Lindow 2009). Disse landfugle må være blevet blæst ud af kurs under kraftige storme eller været druknet, mens de var på træk. Fugle har rørknogler og lette fjer hvilket gør, at et fuglekadaver flyder ret længe på havoverfladen. Forsøg har påvist, at et fuglekadaver kan flyde i helt op til en måned, før det synker til bunds (Schäfer 1962, Henrik Madsen, pers. obs.). Derfor er der stor sandsynlighed for, at det er døde fugle fra landområderne, der er flydt med havstrømme til moleområdet.

I 1975 kendte man 14 fuglefossiler, og hovedparten af de fossile fugle er således fundet siden da. De mange fund har resulteret i landvindinger med hensyn til forståelsen af fuglenes evolution, ikke kun i Danmark men på verdensplan. Igangværende og fremtidige undersøgelser vil fortsætte med at udnytte disse fremragende fossiler til at bringe klarhed over fuglenes evolution og artsdannelse.

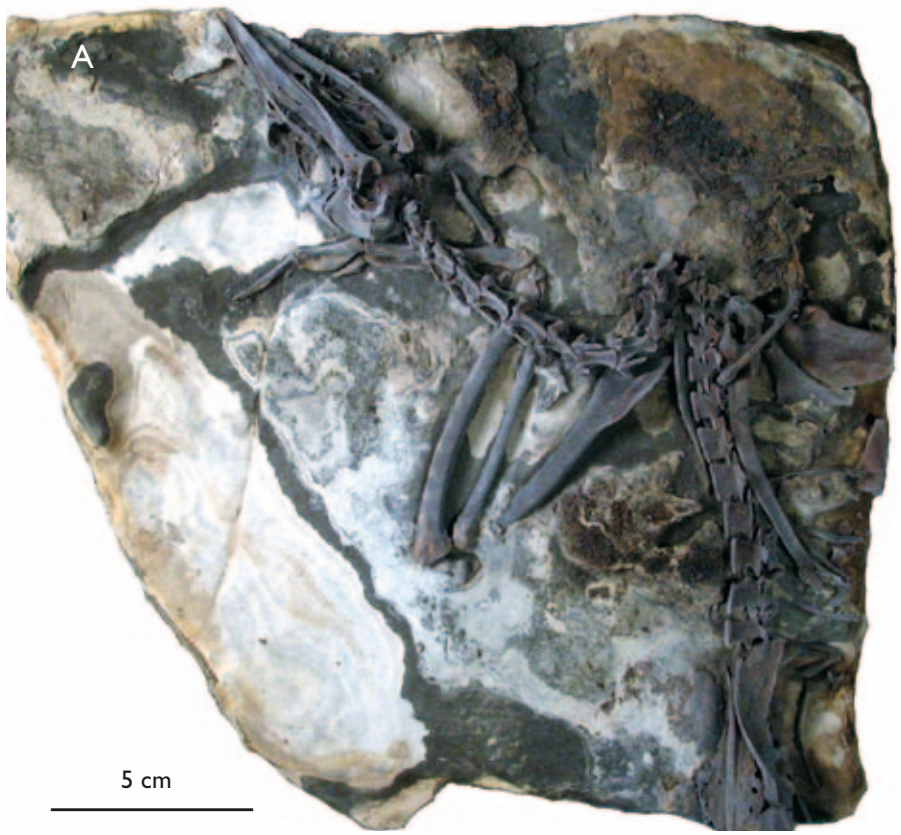


Fig. 37. **A**, fossil stenfugl: *Lithornis vulturinus* (MGUH 26770, DK 330). Skelettet er sammenhængende og næsten komplet, kun benene mangler. De skrøbelige knogler er bevaret i tre dimensioner, og fossilets perfekt bevarede ganeknogler fastslog i 2005, at de uddøde stenfugle hører til palaeognatherne; den gruppe fugle, der blandt andet omfatter strudsefugle og tinamuer. Ejerslev molergrav. **B**, fossil fugl *Morsoravis sedilis* (MGUH 28930, DK 212). Dette yderst velbevarede skelet er den ældste kendte repræsentant for måge- og vadefuglenes gruppe. Fossilets fødder tyder dog på, at den lille fugl i modsætning til sine nutidige slægtninge har været tilpasset et liv i træerne. Klinten ved Klitgården, Mors. Fotografier Bent Lindow.

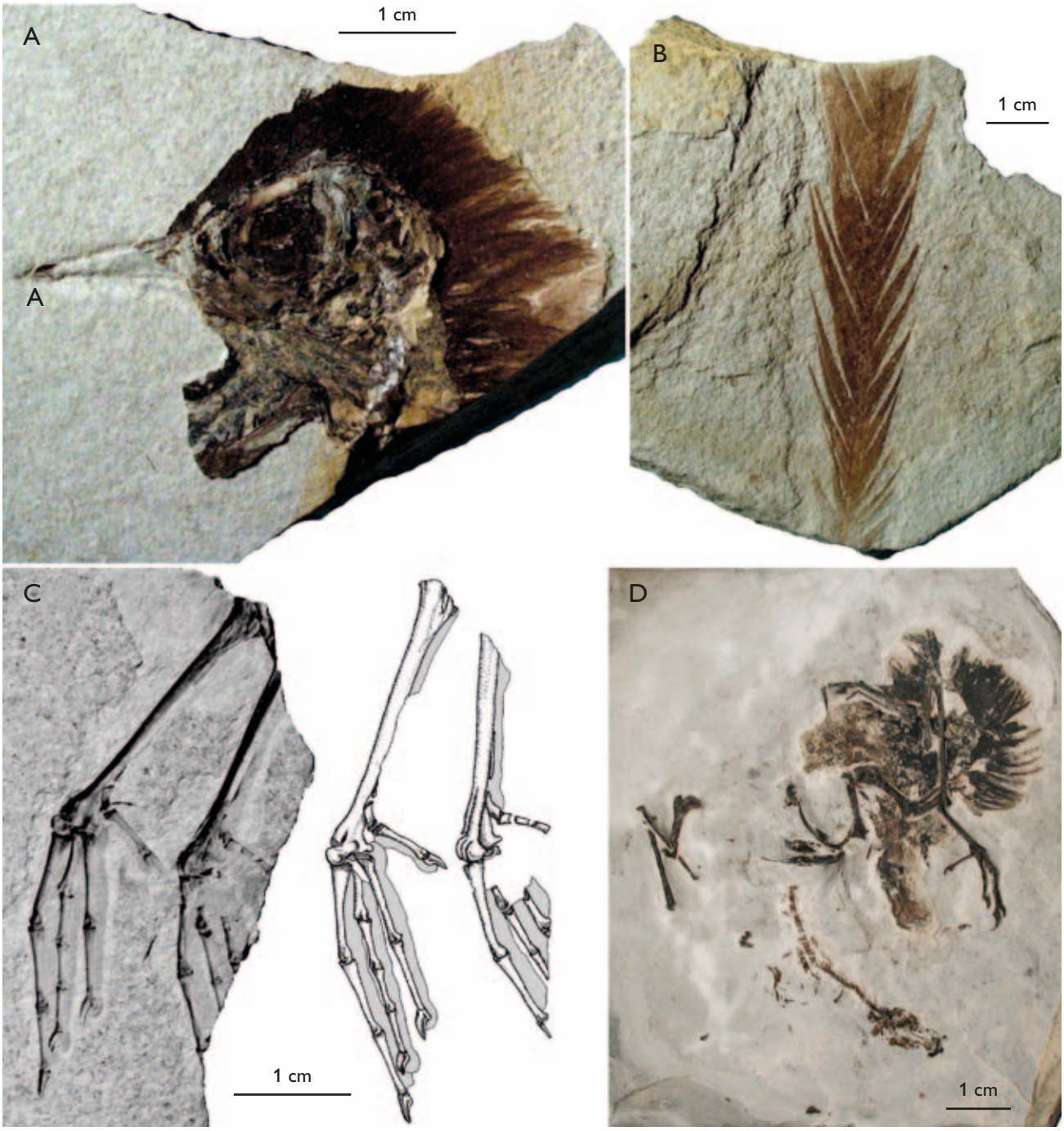


Fig. 38. Fossil bevaring af bløddele hos fugle fra Fur Formationen (skalaer = 1 cm). **A**, hoved af fugl (DK200); et studie af dette fossil viste, at fjerene og øjet er bevaret som fossile farvekorn (Vinther *et al*. 2008). **B**, fjer bevaret i moler (DK 253), sandsynligvis med aftryk af farvekornene. **C**, fødder, sandsynligvis fra en lille hønsefugl (MGUH 28285, DK 251); fødderne er bevaret som aftryk i moler med tydelige spor af bløddelene under tæerne (grå skygge). **D**, delvist skelet af træsejler *Eocypselus vincenti* (MGUH 26729, DK 7), hvor fjerene er bevaret ved siden af knoglerne som et mørkt område i fossilets øvre højre hjørne. Alle fotografier Bent Lindow; figur C fra Lindow & Dyke (2007).

Faktaboks 10: Fugle
Udvalgte fossile fugle, beskrevet af Niels Bonde
Velbevarede og sjældne fossile fugle i Fur Formationen. De mest exceptionelle fossiler i Fur Formationen er fuglene, som i global sammenhæng er meget sjældne fossiler. Endvidere er fossilerne oftest kvaste og itubrudte, fordi de består af tynde og ret skrøbelige knogler. I Fur Formationen har man også fundet et antal komplette, eller næsten komplette skeletter af fugle. Endvidere er mange knogler bevaret tredimensionalt (3D) i den bløde diatomit, mens kranier med papirtynde og hule knogler er bevaret perfekt i cementsten (Bonde 1987, Lindow & Dyke 2006). Fossile fugle, som både er velbevarede og komplette er derfor blandt verdens bedst bevarede fuglefossiler og hertil hører nogle af de fossile fugle i Fur Formationen.

En vigtig gammel fuglefauna. Fuglefaunaen i Fur Formationen er den næstældste i verden, som både har mange fossiler og stor diversitet (ca. 30 arter). Kun fuglefaunaen i nedre kretassiske søaflejringer i Liaoning provinsen i Kina er rigere. Fra det marine London Ler (Eocæn,Ypresian) kendes en fuglefauna, som er ganske divers, men hvor alle fund er fragmenter, oftest enkeltknogler (Clouter *et al*. 2000). Fra Lillebælt Ler (Heilmann-Clausen 2006) kendes mange fund af enkeltknogler og et ret stort antal kranier bevaret i 3D i konkretioner (Kristoffersen 1999b). Begge aflejringer har 'falske tandfugle' (Pseudodontornitidae – Bonde *et al*. 2008).

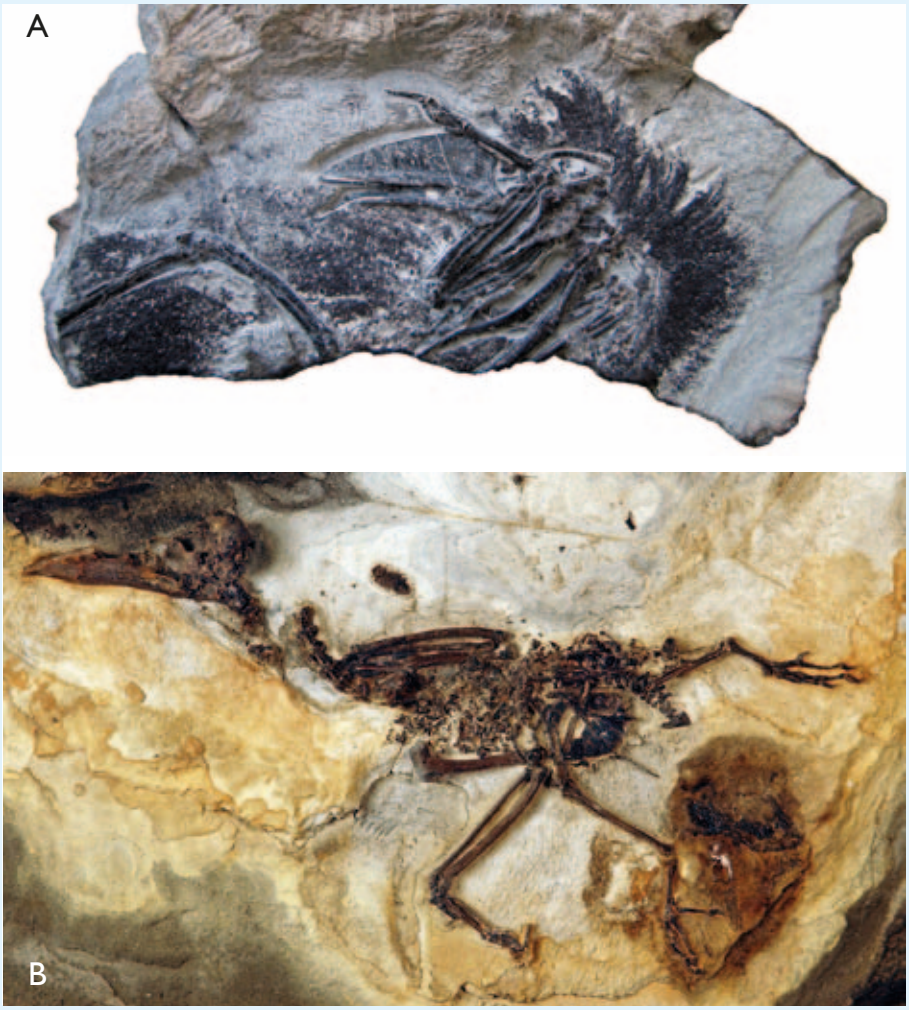


Fig. 39. **A**, Messelornithid i konkretion fra Stolleklint Ler nær Sundby (DK 146); der ses fjer til højre, to sammenfoldede vinger og skulderblade, brystben med stor kam midt i, bagben uden fod. Resten af fuglen er skjult i stenen. Foto Sten Lennart Jakobsen. **B**, Skrigefugl fra Klovbakker. Fossilet er komplet med knogler og kranium i 3D, højre vinge foldet over halsen, fisk i maven og mellem fødderne nogle mørke fjer. Askelag +30 ses lige over hovedet. Fossilet ca. 20 cm langt og blandt verdens bedste fuglefossiler. Foto og præparation Sten Lennart Jakobsen.

Skrigefuglen fra Klovbakker. Skrigefugle (coraciiformer), som i dag omfatter ellekrager, biædere, isfugle og andre stærkt farvede fugle, menes at være repræsenteret af et fossil, som blev fundet i det nedlagte Klovbakke-brud nær Sundby, Mors (Fig. 39B). Den er bevaret i en cementsten tæt ved dobbeltlaget +30, og da den blev fundet kunne man kun se kraniet i 3D samt tre halshvirvler. Senere blev en klo opdaget i den modsatte side af blokken og en fod frempræpareret. Efterfølgende blev hele fuglen præpareret, og det ses, at alle knogler er bevaret i 3D, nogle få fjer er bevaret, og tilmed har fuglen maven fuld af fiskeknogler (Bonde 1986, 1987, Bonde *et al*. 2008, 2010, Schultz *et al*. 2011). Mindst en fugleart har således taget føde i havet, måske i samme stil som nutidige terner eller suler. Det meget kraftige næb og kraniets proportioner ligner det, man ser hos isfugle, som i dag fanger fisk ved ferskvand. Den fossile fugl tilhører formodentlig en stamgruppe til nutidige isfugle (Alcedini) og ellekrager (Coracii) (Kristoffersen & Bonde *in prep.*).

Et andet fuglefossil, som muligvis er en skrigefugl, blev fundet i moler i klinten neden for Salgjerhøj. En farvestrålende rekonstruktion viser en fugl med lange halefjer, som sidder i et platantræ (Hoch & Pedersen 1983). Senere er platan-lignende frugter faktisk fundet i moler. Fuglefossilet er et aftryk, hvor knoglerne er dækket af et tyndt lag rust, som skjuler detaljerne, og fuglen kan næppe bestemmes præcist, selvom den kun mangler fødderne og brystbenet med vingerne. I yngre aflejringer ved Messel kendes flere skrigefugle med flot bevarede fjerdragter med bevarede farvemønstre på halefjerene (Peters 1988, Vinther *et al.* 2008). Der er uenighed om hvor vidt 'skrigefugle' er en naturlig slægtskabsgruppe.

Lithornis, såkaldte 'stenfugle'. Disse fugle er flyvedygtige slægtninge til strudsefuglene og udgør en uddød orden af såkaldte palaeognather (dem med en primitiv 'gammel gane') som strudsefugle og tinamuer. Ud over det sammenhængende og næsten komplette skelet af *Lithornis vulturinus* (Fig. 37A) kendes nogle knogler (Kristoffersen 1998, 1999a, b, Leonard *et al*. 2005, Bonde *et al*. 2008, 2010). Lemmeknogler af *Lithornis* er også fundet i Ølst Formationen og i Lillebælt Ler (Hoch 1975, Houde 1988). Lithornithider er kendt fra Sen Paleocæn til Mellem Eocæn (Houde 1988).

Andre fugle i Fur Formationen. Farvestrålende fugle findes i dag mest i subtropiske og tropiske egne, og omfatter turakoer (afrikanske skov- og savannefugle) eller trogoner, hvoraf den største er quetzal med de meget lange grønne halefjer fra Sydamerika og Caribien. I Fur Formationen er der fundet et brystben af en turako (Hoch 1975) og en hjernekasse fra en trogon (Kristoffersen 2002b, Bonde *et al*. 2008). Nogle af fuglene i Fur Formationen synes beslægtede med former, der i dag lever i troperne.

Andre formodede skovfugle er de uddøde Sandcoleiformes, som er beslægtede med nutidens musefugle, Coleiformes. To små kropsskeletter af *Eocypselus vicenti* (Fig. 38D) ligner træsejlere. Arten blev beskrevet af Kristoffersen (1997b, 1999b, 2002a, Dyke *et al*. 2004) og senere korrigeret af Mayr (2010), der regner arten til stamgruppen for Apodiformes (træsejlere samt egentlige sejlere og kolibrier). Mayr (2010) beskrev et lille eksemplar med det hidtil ukendte kranium, som ligner kranier hos uglesvaler (Aegothelidae) og natravne.
De mest interessante småfugle er repræsenteret ved et brystben i moler og et lille skelet i cementsten uden hoved og det meste af lemmerne. Nogle detaljer ved brystbenet har de to fossiler kun fælles med spurvefugle og spætter, Piciformes. Skelettet repræsenterer muligvis en spurvefugl (Primoscenidae) (Kristoffersen 2002a, Bonde *et al*. 2008).

Hønsefugle med flere. Den mest primitive gruppe inden for resten af nutidens fugle, Neognathae (med 'ny gane'), er hønsefugle, Galliformes, som er kendt fra moleret som et par små fødder bevaret i moler og med tydelige 'bløddele' som aftryk under tæerne (Fig. 38C). Nogle fint bevarede skeletter (3D), der minder om 'vadefugle' (Charadriiformes) eller vandhøns (Ralliformes) viser mange detaljer. *Morsoravis sedile* er beskrevet i detaljer og har et utroligt velbevaret kranium, hvor ringen af små benplader omkring øjet er fuldstændigt intakt, mens vinger og brystben mangler (Kristoffersen 2002a, Bonde *et al*. 2008). Hun mente, at fuglen var en jacana-lignende vandhøne, mens andre regner den for 'vadefugle-lignende' (Bertelli *et al*. 2010, Bonde *et al*. 2010). En anden mulig 'vadefugl' uden hoved har en dusk af ret lange halefjer, mens én med kraniet i 3D mangler vinger og brystben lige som *Morsoravis* (Bonde *et al*. 2010). Figur 38A viser en fugl med en strittende kam af rødlige fjer på hovedet og sorte øjne (Vinther *et al*. 2008). Den er blevet kaldt 'høvdingefuglen' (Bonde *et al.* 2008). De ovennævnte 'vadefugle' har fødder, der minder om fødderne hos trælevende fugle. Mange af molerets fugle kan have været skovfugle, men kan godt have holdt til ved vand og være flydt til havs.

Det er svært at bestemme fugleknogler. Ibisser og skestorke (Threskiornithidae) er repræsenteret ved et sæt baglemmer med noget af bækken og brystben (slægten *Rhynchaeites)* (Mayr & Bertelli 2011). Denne slægt omfatter også en overarmsknogle, som man tidligere troede tilhørte verdens ældste papegøje *Mopsitta* (Kristoffersen 2002a, Waterhouse *et al*. 2008). Det hører med til historien, at Kristoffersen (2002a) anså de nævnte baglemmer af en 'ibis' for at være en pelikan-lignende, og foreslog at fossilet kunne være beslægtet med fregatfugle, og dermed være den eneste rigtige 'havfugl'. Om den anden overarmsknogle hos Waterhouse *et al*. (2008) fortsat skal henføres til en papegøje fra en uddød familie (Pseudasturidae) vil kun tiden vise, men historien illustrerer, hvor vanskeligt det er at bestemme disse enkeltknogler.

*Fugle i Stolleklint Leret.*Fra Stolleklint Ler kendes kun tre fuglerester, de to er ubestemte bækkener, men den tredje synes næsten komplet, omend kun halvdelen er præpareret fri i en dolomit-konkretion fra klinten ved Sundby, Mors (Fig. 39A). Fuglen henføres til en uddød familie af tranefugle (Messelornitid), som muligvis levede som Afrikas slangefalk, der jager på jorden i åbent terræn.

Antal fuglefossiler (Hoch 1975, Dyke & Lindow 2009).

Velbevarede fossile fugle, både skeletter, fjer og blødt væv (Kristoffersen 2002a, Dyke *et al.* 2004, Leonard *et al.* 2005, Lindow & Dyke 2006, Lindow 2007a, b, Bonde *et al*. 2008, Vinther *et al.* 2008, Dyke & Lindow 2009, Bertelli et al. 2010, Mayr & Bertelli 2011).

Rekonstruktion af farver (Vinther *et al.* 2008, Vinther 2010).

Udviklingen af de nulevende hovedgrupper af fugle (Dyke & van Tuinen 2004, Ericson *et al.* 2006, Lindow 2011).

Fossile repræsentanter for nulevende fugle (Kristoffersen 1997a, 2002b, Dyke *et al.* 2004, Waterhouse *et al.* 2008, Mayr, 2010, Mayr & Bertelli 2011, Kristoffersen & Bonde *in prep*.).

Repræsentanter for uddøde grupper af fuglegrupper (Houde 1988, Hoch 1997, Kristoffersen 1997b, 1999c, 2002a, Leonard *et al*. 2005, Lindow & Dyke 2006, Lindow 2007a, Bertelli *et al*., 2010).

Danskprogede beskrivelser af fossile fugle (Hoch 1972, Hoch & Pedersen 1983, Bonde 1986, Kristoffersen 1999a, 1999b, Bonde & Jakobsen 2004, Bonde *et al*. 2008, 2010, Madsen & Schultz 2011).

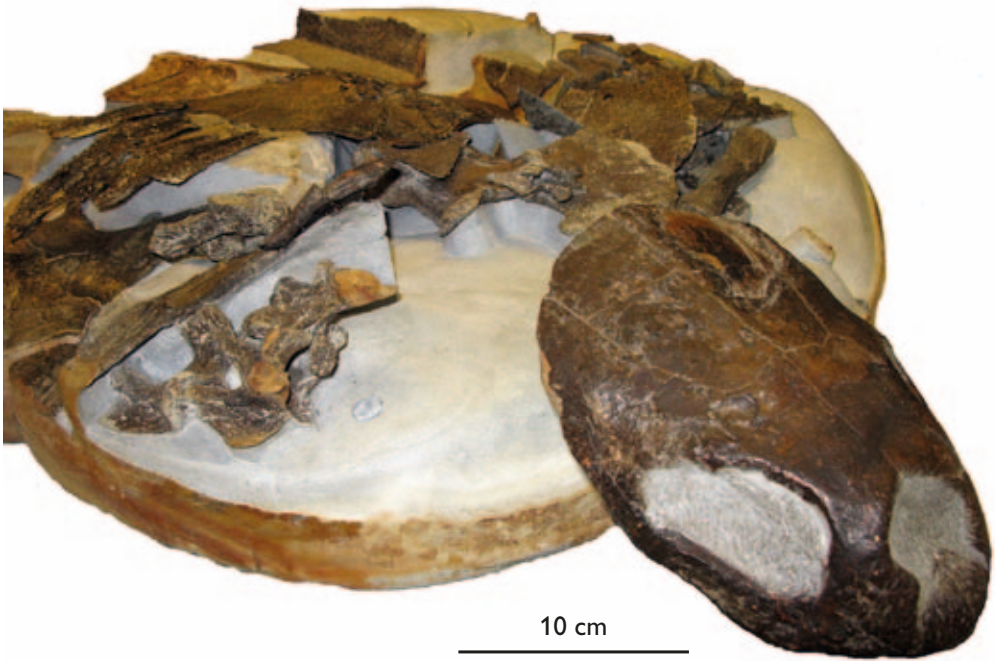


Fig. 40. Læderskildpadde *Eosphargis breineri*, Fur Museum. På grund af perspektivet synes kraniet stort i forhold til de resterende dele af skelettet. Hvirvlerne fra halsen kom frem ved præparation i 2009. Ved den lejlighed blev det opdaget, at de marginalplader, som omtales i den oprindelige beskrivelse (Nielsen 1959), i virkeligheden er ryghvirvler. Fossilet blev præpareret i 2009 af Frank Osbæk ved Skive Bevaringscenter, muliggjort af en statslig bevilling. Foto Bo Pagh Schultz.

Krybdyr, især skildpadder

Blandt Fur Formationens sjældne fossiler er krybdyrene. Skildpadderne er de mest interessante både på grund af deres bevaring og deres uventede diversitet. Fur Museum udstiller den store læderskildpadde *Eosphargis breineri*, som blev fundet af museets grundlægger M. Breiner Jensen og beskrevet af Nielsen (1959, 1963) (Fig. 40). Skildpadden blev fundet ud for Fur Knudeklint, først kraniet i én cementstensbolle og nogle år senere fulgte resten af det samme individ i to andre konkretioner, som indeholder askelag –33. Næsten alle dele af skelettet er nu kendt. *E. breineri* har været ca. 1,5 m lang og er nært beslægtet med den ca. 3 m lange *E. gigas* fra Belgiens Ypresien og fra London Ler. Rester af flere havskildpadder blev beskrevet af Nielsen (1963).

Molermuseet udstiller et komplet skelet af en kun 10 cm lang havskildpaddeunge, som nu er beskrevet som en ny art af *Tasbacka* (Karl & Madsen *in press*) (Fig.

Fig. 41. Fossil havskildpadde *Tasbacka* n. sp. (Danekræ DK 567). Dette komplette fossil er den bedst bevarede havskildpaddeunge i verden, hvor selv aftryk af luffernes svømmehud og de trekantede hornplader yderst på skjoldet er bevaret. Ejerslev molergrav, Foto Henrik Madsen.

Fig. 42. Ferskvandsskildpadde, rygskjold og til venstre kranium (nederst), underkæbe (midt i), halshvirvler (øverst) og knogler fra for- og baglemmer (øverst og nederst). Fotografier Henrik Madsen.

41). Dette fund er exceptionelt, fordi ikke alene knoglerne er bevaret, men uden om lemmernes skelet er der aftegninger af luffernes bløddele, som viser deres ydre form, og mellem rygskjoldets randplader er der bevaret en lille trekant af skjoldets hornplader (DK567, Madsen 2008, Bonde *et al*. 2010). Endvidere er der i 2010 fundet en meget velbevaret ferskvandsskildpadde, som foreløbelig er bestemt til slægten *Fransiscella* sp. (France de Lapparent de Broin *pers. medd*., Bonde *et al*. 2010, Madsen 2011) (Fig. 42). Den må være kommet 'sejlende' ud med en træstamme for at ende mere end hundrede km fra land. I alt kendes ca. 10 skildpaddefossiler fra Fur Formationen. Skildpadderne kan underkastes detaljerede anatomiske undersøgelser, som vil gøre det let at indføje dem i moderne fylogenetiske analyser. Dette vil resultere i ny viden om havskildpaddernes udvikling og deres opsplitning i arter i en af Jordens drivhusperioder.

Der kendes ryg- og halehvirvler af havlevende slanger af slægten *Palaeophis* fra både Stolleklint Leret og Fur Formationen (Sundby laget) (Kristensen *et al. in press*). I Fur Formationen har man fundet en ryghvirvel på ca. 2 cm, som kan stamme fra et 3–4 m langt individ, samt mindre hvirvler fra en mindre slange. I Stolleklint Leret er fundet hvirvler fra en slange, hvis størrelse ligger mellem de førnævnte (Hoch 1975, Bonde *et al*. 2008). Ella Hoch har identificeret et sammentrykt kranium af et lille firben (Bonde 1987).

Fisk

Fur Formationen er kendt for en rig fauna af fossile fisk, som i særdeleshed er blevet undersøgt af Niels Bonde i talrige publikationer siden 1966 (Faktaboks 11: Fisk). Der er fotos af mange af de flotteste fiskefossiler og deres nulevende nære slægtninge i Bonde *et al*. (2008, 2010). Blandt de ældre publikationer om fiskene fremhæves beskrivelsen af en benfisk, *Palaeocentrotus boeggildi*, som blev fundet i moler nær askelag –18 i Skarrehagegraven (Kühne 1941, Fig. 44G). Kühnes store samling af fisk i moler (1937–38) blev solgt til henholdsvis Mineralogisk Museum, København, og British Museum (Natural History), London. Et andet kendt, tidligt beskrevet fiskefossil er *Rhamphosus rosenkrantzi* (Nielsen1960).

Fur Formationen indeholder mere end 60 arter af fisk, og 12–13 af dem findes også i Stolleklint Leret, hvis fiskefauna omfatter ca. 30 arter. Næsten alle ca. 80 arter af fisk er rovfisk. Mange fisk er så komplette og velbevarede, at de har fået status som danekræ, men det er vigtigt at understrege, at fragmenter som fiskeskæl og småknogler er så hyppige i moleret, at de findes på næsten alle lagflader i det laminerede moler. I Fur Formationen er der kun er fundet én øresten, fra en torskefisk, mens det lidt yngre London Ler indeholder tusinder af øresten fra mange arter af benfisk.

Bruskfisk og benfisk er to hovedgrupper blandt nulevende fisk. I Fur Formationen er bruskfiskene repræsenteret ved nogle få tænder, hvirvler og kæber fra 7–8 arter af hajer, mens der er lidt flere hajer i Stolleklint Leret. Langt størstedelen af fiskefossilerne er benfisk. Deres store antal kan enten skyldes, at der var nok at leve af (mange guldlaks og meget plankton, se nedenfor) eller at bevaringsforholdene var gode, således at en stor del af faunaen er velbevaret.

Benfiskene omfatter mange forskellige grupper. Der er ganske stor forskel på fiskearternes hyppighed og stratigrafiske fordeling, således at faunaerne i Stolleklint Ler, Knudeklint Led og Silstrup Led er forskellige (Faktaboks 11). Alle arter er marine, og der er ingen typisk bundlevende fisk, men fiskene i Fur Formationen har afgjort et oceanisk, pelagisk præg og viser, at havområdet var større og vandet dybere end under aflejringen af Stolleklint Leret.

Fiskefaunaerne i både Stolleklint Leret og Fur Formationen indeholder mange tropiske og subtropiske former. Bortset fra trompetfisk (tre arter i Stolleklint Ler hvoraf kun en forekommer i Fur Formationen) lever ingen af fiskenes nutidige slægtninge nær kysten, og ingen er typiske bundfisk. Størstedelen af fiskene (sild, tarpon, makrel, hestemakrel, kulmule, 3 slags 'glansfisk' med flere) levede i de frie vandmasser. Flere af fiskene er fra grupper, der i dag lever på flere hundrede meter vand, og der er en enkelt, som tilhører en gruppe af rigtige dybhavsfisk, hvalfiskene (Fig. 44H). Næsten halvdelen af arterne er tidlige repræsentanter for aborregruppen (Perciformes), som i dag udgør den største gruppe af marine fisk med næsten 10.000 arter.

Guldlaks, det almindeligste fiskefossil

Den mest almindelige fisk i Fur Formationen er en lille laksefisk, som højst var 10 cm lang, og som udgør ca. 90 % af alle fossile fisk i Fur Formationen (Fig. 43A, B). Den er beslægtet med nutidens guldlaks. Guldlaksen levede af plankton (diatomeer og andet) og dannede formodentlig store stimer i overfladen. På Fur Museum findes en lagflade i en cementsten mellem askelag +25 og +30 med et stort antal af denne fisk, som må være omkommet samtidigt (Fig. 43A). Dette peger på, at en stime kom lidt for langt ned i det iltfattige vand nær ved bunden. I det såkaldte Skarrehagelag, under askelag –13, er der fundet flere hundrede eksemplarer af guldlaksen.

Guldlaksen udgjorde det mest basale led i fødekæden for mange af rovfiskene i datidens hav, idet den er bevaret som maveindhold i bl.a. makrel-tunfisk,

Faktaboks 11: Fisk

Fiskefaunaen er beskrevet af Bonde (1965, 1966, 1972a, b, 1973, 1974, 1979, 1982, 1987, 1992, 1995, 1997b, 2008) og Bonde *et al*. (2010, 2008). Sidstnævnte har illustrationer af mange af de flotteste fiskefossiler og nulevende nære slægtninge. I kapitlet om fisk bruges danske navne, som refererer til de tættest beslægtede nulevende fisk. I kapitlet om de fossile fisk er mange referencer udeladt i teksten. Den interesserede læser kan finde dem under nedenstående stikord:

Barbudo (Polymixiid) Fig. 43D: Bonde 1972a, 1987, 1997, Breiner 1979, Christensen & Bock 1981, Christensen 1986, Bonde *et al*. 2008, 2010, Schultz *et al*. 2011.

Benfisk (Teleostei) udviklingshistorie: Benton & Donoghue 2007, Bonde *et al*. 2008, Friedman 2009.

Benfiskenes økologi (havtemperatur, vanddybde, byttedyr): Bonde 1966, 1974, 1979, 1982, 1997, Christensen 1986, Bonde *et al*. 2008, Bienkowska 2010.

Bruskfisk (hajer): Petersen *et al.* 1973, Christensen 1986, Bonde 1987, Bonde *et al*. 2008, Madsen 2009, Schultz *et al*. 2011.

Dragehovedfisk (Scorpaeniformer?) herunder såkaldt **'rødfisk'**: Christensen & Brock 1981, Christensen 1986, Bonde 1987, Bonde *et al*. 2008.

Glansfisk-gruppen (Lampridiformer) Fig. 44C, *Palaeocentrotus* Fig. 44G: Kühne 1941, Bonde 1972a, 1987, 1992, 1997, Bonde *et al*. 2008, 2010.

Guldlaks eller 'strømsild' (Argentinoid) Fig. 43A-B: Ussing 1904, Bonde 1972a, 1982, 1987, 1997, Breiner 1979, Christensen & Brock 1981, Christensen 1986, Pedersen *et al*. 1994, Bonde *et al*. 2008, 2010, Schultz *et al*. 2011.

Havaborre-lignende (Percoidei) herunder **hestemakreller** (Carangider), *Exellia* og *Mene* Fig. 44E: Bonde 1987, 1992, Bonde *et al*. 2008, 2010, Schultz *et al*. 2011.

Havbars (Caproid, '*Antigonia*'-lignende): Bonde & Christensen 1991, 1991a, Bonde 1996, 1997a, Bonde *et al*. 2008, 2010, Schultz *et al*. 2011.

Hvalfisk (Cetomimiform? *Rondeletia*-lignende), Fig. 44H: Bonde 1994 (? Beryciform), Bonde *et al.* 2008, 2010.

Knogletunger (Osteoglossomorfer) bla. *Brychaetus, Furichthys* og *Heterosteoglossum* Fig. 44A, 43C: Casier 1966, Christensen 1986, Bonde 1987, 2008, Clouter *et al*. 2000, Bonde *et al*. 2008, 2010, Schultz *et al*. 2011.

Lakstobis *Holosteus* (Paralepidid): Bonde 1987, 1994, Bonde *et al*. 2008.

Makrelfisk (Scombroider) herunder **makrel-tunfisk** (Scombrider) **'slangemakreller'** (Euzaphlegidae) og **sværdfisk** (Xiphiider?): Bonde 1972a, 1987, Breiner 1979, Christensen & Brock 1981, Christensen 1986, Bonde et al. 2008, 2010.

'Nålefisk' (Syngnathiformer s.l.) herunder *Rhamphosus* (*Pegasus*-slægtning?), **'trompetfisk'** (Aulostomider) og **sneppefisk** (Macrorhamphosider), Fig. 44B: Nielsen 1960, Bonde 1987, Bonde *et al*. 2008, 2010.

Pindsvinefisk (fastkæbede, Plectognathi, Tetraodontiformer) herunder *Moclaybalistes*: Bonde 1994, Tyler & Santini 2002, Santini & Tyler 2003, 2004, Benton & Donoghue 2007, Bonde *et al*. 2008, 2010.

Sct. Petersfisk (Zeomorfer) Fig. 44F: Bonde 1987, Bonde & Tyler 2000, Tyler & Santini 2005, Baciu *et al*. 2005, Bonde *et al*. 2008, 2010.

Sildefisk (*Sardinella*-lignende, Clupeider): Bonde 1987, 1997, Bonde *et al*. 2008.

Smelt (Osmeroider) Fig. 43E: Bonde 1972a, 1979, 1982, Bonde *et al*. 2008.

Smørfisk (Stromateoider?) Fig. 44D: Bonde 1987, Bonde & Jakobsen 2004, Bonde *et al*. 2008.

Stribefisk (Atherinomorf?): Bonde et al. 2008.

Tarponer (Elopomorfer, Megalopidae), Fig. 43F: Christensen 1986, Bonde 1987, Bonde *et al*. 2008, 2010.

Torskefisk (Gadiformer), én øresten, *Rhinocephalus* (Merlucciider): Christensen 1986, Bonde 1987, Bonde *et al*. 2010.

Øresten (otolitter) af benfisk i London Ler: Casier 1966, Clouter *et al*. 2000.

Ålefisk (Anguillomorfer): Bonde *et al*. 2008.

Meget sjældne og/eller usikkert bestemte fossiler omfatter: Mælkefisk (Chanoider), mallen *Arius*, laksefisk (Salmonidae?), pirataborre (Percopsiform?), berycid (som nordisk beryx), *Vomeropsis*-lignende Carangid?, 'sejlfisk' (Palaeorhynchid), 'fjæsing'-lignende Trachinoid og 'ulke'-lignende Scorpaeniform?

Stolleklint Leret: Faunaen omfatter omkring 30 arter af benfisk domineret af sildefisken (50% af skeletfund) (Schultz *et al*. 2011). Tolv arter er fælles med Fur Formationen. Bortset fra tre arter af knogletunger og tarponen (kun skæl) er alle fisk ret små eller meget små som 'pindsvinefiskene'. Alle fisk er marine, nogle måske lidt mere kystnære som stribefisk, trompetfisk, mallen *Arius*, og vanddybden var måske omkring 100 m. *Mene* og *Moclaybalistes* kendes kun fra Stolleklint Ler, som endvidere har næsten dobbelt så mange arter af hajer som Fur Formationen.

Fur Formationen: Benfiskene omfatter over 60 arter med den lille 'guldlaks' helt dominerende, også som maveindhold i mange større fisk (Bonde 1997, Schultz *et al*. 2011). Faunaen omfatter oceaniske fisk hvoraf flere i dag lever på flere hundrede meter vand (lakstobis, barbudo, 'havbars', 'slangemakreller','rødfisk' og mange 'Sct. Petersfsik'), mens 'hvalfisken' er den eneste rigtige dybhavsfisk. Havdybden var sandsynligvis omkring 500 m. Relativt hyppige fisk er 'smelt', barbudo, *Holosteus* og 'rødfisk'. Hajer er kun repræsenteret ved 7–8 arter, hvoraf den største, *Striatolamia striata* på ca. 3 m er den hyppigste. Både for åle-, trompet-, torske-, Sct. Peters- og makrelfisk viser Askeserien former den ældste kendte differentiation af disse grupper.

Skarrehage laget (Faktaboks 5) indeholder en 'Sct. Petersfisk' (Fig. 44F), tre arter af små torskefisk og en fjæsing-lignende fisk, som alle ellers er ukendte i moleret. De fire sidste kunne levede i et mere kystnært miljø. Den 'stribede cementsten' indeholder fragmentariske rester af guldlaks, smelt og makrelfisk.

'smelt', torskefisk, barbudo og i en fugl (Fig. 43E, 39B). Byttefisk sluges altid med hovedet først. Dette er også tilfældet i Fur Formationen, hvor en rødfisk døde med byttefisken stikkende ud af munden (DK 387, Bonde *et al.* 2008). Der findes et meget sjældent fund af en 15 cm lang juvenil lakstobis, som har slugt en 'guldlaks' med halen først.

Knogletunger, tarponer og andre store fisk

I Fur Formationen forekommer et forbløffende stort antal 'knogletunger', en gruppe fisk, som i dag kun findes i ferskvand på den sydlige halvkugle. Der er fire arter i Fur Formationen og tre i Stolleklint Ler. De karakteristiske skæl viser at den almindeligste, *Heterosteoglossum*, forekommer i begge enheder. Det var en meget stor fisk (Fig. 44A), som blev mere end 3 m lang, og som var tilpasset til at filtrere plankton. Dette gør den enestående som stor planktonæder blandt verdens mere end 20.000 arter af marine benfisk (Bonde 2008). De mange marine, eocæne knogletunger har aflivet en traditionel zoogeografisk teori om knogletunger som et særligt godt eksempel på 'primære ferskvandsfisk'. Den store *Furichthys* (Fig. 43C), med en længde på 1,5–2 m, blev fundet i cementsten nær askelag –33 og satte gang i udformningen af loven om danekræ. *Brychaetus* var op mod 3 m lang og havde et frygteligt

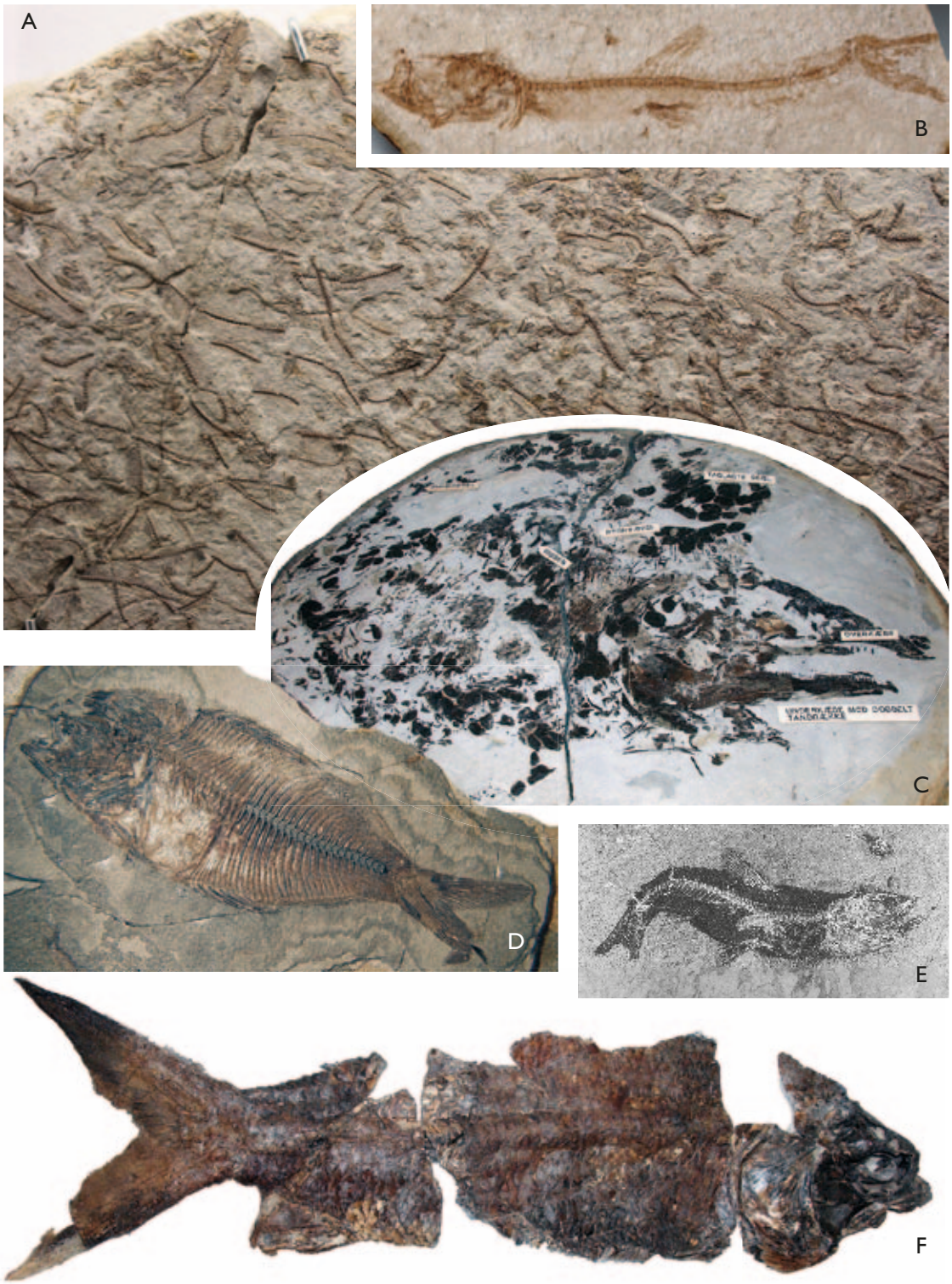


Fig. 43. **A**, lagflade med stime af 'guldlaks' (FUM 475), fiskenes kroppe er ca. 5 cm lange, næsten alle uden hoved og hale. Foto Bo Pagh Schultz. **B**, juvenil 'guldlaks' ca. 4 cm, fundet af W. Kühne i 1937 i Skarrehage graven. **C**, *Furichthys*, (FUM 14ZZ), en stor knogletunge med underkæben næsten 25 cm lang. Blok med askelag –33 fra Knuden, Fur. Foto Fur Museum. **D**, trediealmindeligste fisk, en barbudo (Polymixiid, eneste kendte fra Eocæn - nu) ca. 12 cm lang bevaret uden matrix mellem knoglerne i cementsten med +15 fra Ejerslev graven. Foto Henrik Madsen. **E**, borekerne 8 cm i diameter med 'smelt', der har komplet 'guldlaks' i maven. 2 km under Nordsøens bund i Forties Field øst for Skotland. Sele Fm. Foto Natural History Museum, London. **F**, 115 cm lang næsten komplet tarpon (DK 491) med kranium i 3-D, underkæbe og rygfinne mangler; syrepræpareret i cementsten med +25 - +30 fra Lynghøj graven (nu fyldt op) lige over for Molermuseet. Foto **B, F** Sten Lennart Jakobsen.

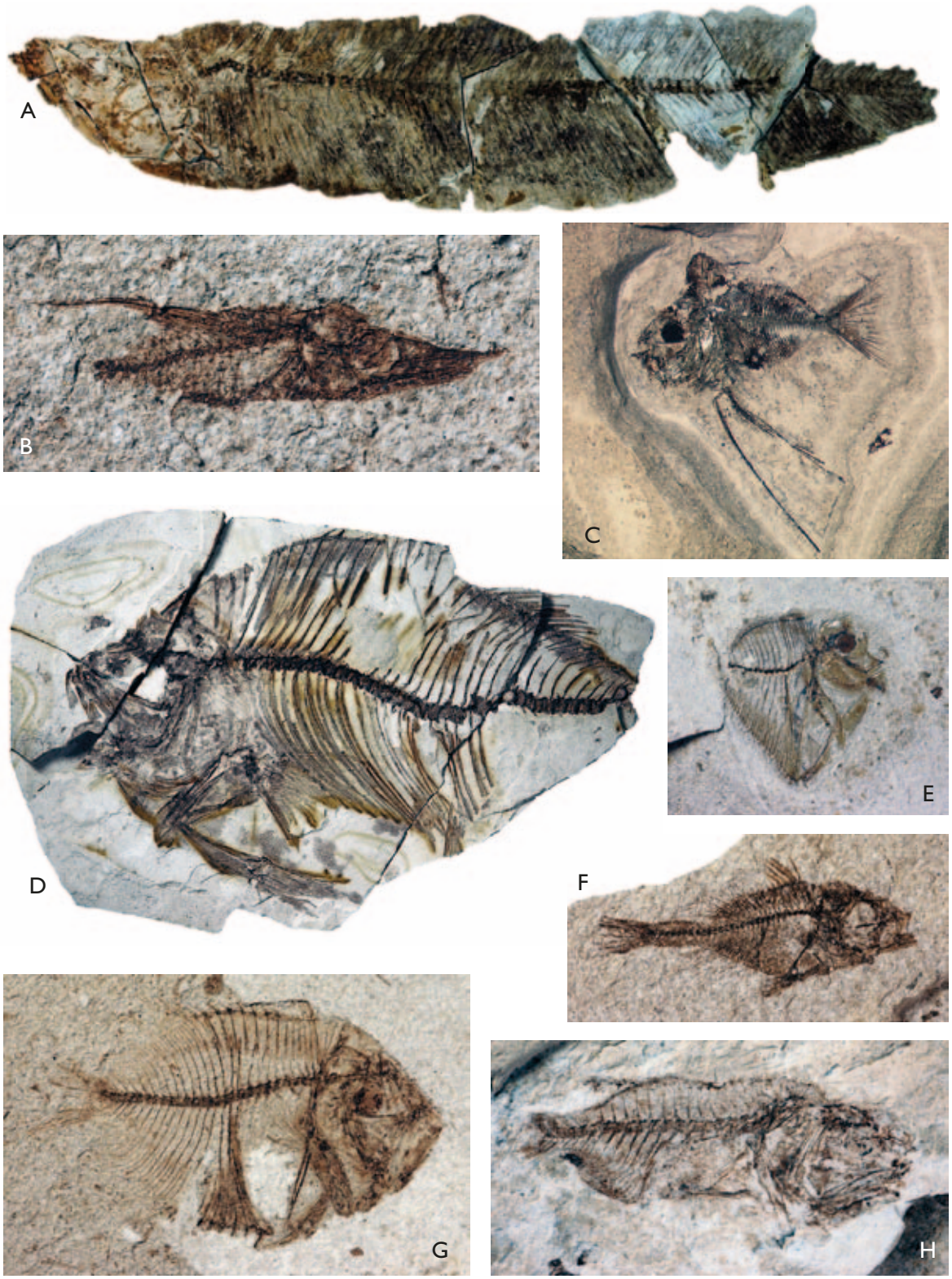


Fig. 44. Fisk fra Askeserien, m=moler, c=cementsten, s=Stolleklint Ler: **A**, *Heterosteoglossum fjeldsoei*, stor knogletunge, DK 255, bevaret 90 cm, m, Fur Centralgrav; **B**, lille sneppefisk (Macrorhamphosid), DK 476, 2 cm, m, Fur Centralgrav; **C**, ny og tredje art af lampridiformer (slægtninge til glansfisk), DK 101, 25 mm, pyrit-skinnende i c, Ejerslev Molergrav; **D**, rustimprægneret 'smørfisk' (gruppen Stromateoider), DK 254, 30 cm, m, Fur Centralgrav; **E**, unge af *Mene* (uden hale og kæber), DK 5, 13 mm, s, Stolleklint; **F**, ny og tredje art af små zeomorfer ('Skt. Petersfisk'), DK 367, 21 mm, m, Lille Odinshøj, Fur; **G**, *Palaeocentrotus boeggildi*, DK 79, 4 cm, m, Skarrehage Molergrav; **H**, '*Rondeletia*-lignende' hvalfisk, DK 70, 2 cm, m, Ejerslev; Foto Sten Lennart Jakobsen.

rovgebis. Den er fundet i skiferlag og er også kendt fra det lidt yngre London Ler.

Meget bemærkelsesværdig blandt fiskefossilerne er en stor tarpon, hvoraf der findes et ca. 110 cm langt, komplet fossil med kraniet bevaret usammentrykket (Fig. 43F). Den er den eneste komplette tarpon-slægtning kendt fra de seneste 65 millioner år. De store skæl viser, at den kunne nå en længde på 2½ m ligesom nutidens Atlanterhavs-tarpon (Bonde *et al*. 2008). Andre store fisk på mere end 1 m, findes blandt laksefisk, lakstobiser (*Holosteus)* som kunne blive næsten 1 m lange, glansfisk, 'havaborre-fisk', makrelfisk, slangemakreller og måske sværdfisk (Christensen 1986).

Smelt, trompetfisk og andre mellemstore fisk

De mellemstore fisk (op til 0,5 m lange) omfatter 'smelten' (Fig. 43E), en barbudo (Polymixiid) (Fig. 43D), nogle makrelfisk, samt en såkaldt 'ulkefisk' og en 'smørfisk' (Fig. 44D); begge disse er bestemt med megen usikkerhed. Barbudoen er den tredjealmindeligste fisk, og selv om eksemplarerne varierer (8–40 cm), er der aldrig fundet små unger. Der findes en helt komplet, 13 cm lang 'smørfisk', som for mange år siden var udstillet i Nordjylland. Man kender både pladen og modpladen, som ved et tilfælde endte på to forskellige museer, Statens Naturhistoriske Museum i København og Det palæontologiske Museum i Uppsala.

Et stort antal sildefisk er bevaret på en lagflade i cementsten ved Svalklit og afspejler muligvis en 'lille massedød'. Tre arter af trompetfisk fra Stolleklint Ler er verdens ældste repræsentanter for nålefiskenes gruppe. To arter er ret små, mens en større art, op til 15 cm, er ret almindelig i Fur Formationen. Verdens ældste ålefisk, som med sikkerhed kan henføres til nulevende familier, nemlig en ganske lille muræne og en noget større havål, er fundet i Stolleklint Ler. I Fur Formationen findes yderligere slægtninge til den almindelige 'ferskvandsål', der jo lever marint som ung, samt en uidentificeret familie. Disse familier repræsenterer de egentlige, moderne ålefisks tidligste kendte diversifikation og adskiller sig klart fra ålefisk fra Kridttiden (se Faktaboks 11).

Sct. Petersfisk og andre små fisk

De meget små fisk, fra 2 cm til mindre end 1 cm, omfatter Sct. Petersfisk, hvalfisk og sneppefisk (Fig. 44B, F, H). Den havbars-lignende '*Antigonia*' er fundet i Stolleklint Ler ligesom de små 'Pindsvinefisk' (*Moclaybalistes*), der har deres populære navn fra skællenes pigge. De er beslægtet med aftrækkerfisk og tilhører de 'fastkæbede fisk' i den uddøde familie Bolcabalistidae. De er også fundet i kuglerund, 'oppustet' tilstand, og de mindste eksemplarer, på under 5 mm, er blandt verdens mindste, komplette fossiler af hvirveldyr (se faktaboks 11). *Moclaybalistes* er allerede blevet brugt i flere evolutionshistoriske undersøgelser, bl.a. som led i datering af en forgrening (et split) i 'Livets træ' (Benton & Donoghue 2007). Både de to små 'Skt. Petersfisk', en 'glansfisk' (Fig. 44C) og 'pindsvinefisken', samt enkelte andre fisk fra moleret er helt klart meget små unger (ikke larver), hvis voksne stadier ikke er fundet. Det er meget almindeligt, at fiskelarver og unge fisk lever i et miljø, som er helt forskelligt fra deres voksne artsfæller.

De ældste eksemplarer af nutidige fisketyper

Fiskefaunaer i Fur Formationen og Stolleklint Leret er de ældste kendte faunaer, der nogenlunde ligner nutidens og dermed har et 'moderne' præg, hvor ca. halvdelen af arterne er pigfinnede fisk. De tidligste grene, som fraspaltede, er 'glansfisk' og barbudoer (Fig. 43D), som med 'aborrefiskene' er den helt dominerende gruppe i havet i dag. Det betyder, at molerområdet yder et væsentligt bidrag til forståelsen af fiskenes udviklingshistorie. Nogle nutidige familier i 'havaborregruppen', er nemme at identificere i Fur Formationen og/eller Stolleklint Leret. Disse omfatter hestemakreller, makrelfisk og *Mene* (Fig. 44E). En lille havaborre har en farveplet på rygfinnen (Bonde 1987). Der er 10-12 arter af 'havaborrer', hvis nøjere slægtskab er meget vanskeligt at fastslå – dette er forventeligt, fordi den tidligste udvikling af disse avancerede pigfinnede fisk foregik kun 10 mill. år tidligere omkring Kridt-Tertiær grænsen, og mange af de tidlige linier må være uddøde.

Insekter

Fra guldsmede til fluer og sommerfugle

Fossile insekter er ikke almindelige i marine aflejringer, og Fur Formationen udmærker sig ved at indeholde et meget stort antal, hvoraf mange er velbevarede, somme tider i tre dimensioner (se Faktaboks 12: Insekter). Allerede Forchhammer (1835) omtalte fossile insekter fra moler og brugte dem som argument for sin tolkning af aflejringsmiljøet (se side 109). Omkring 1920 fandtes der ca. 40 insektfossiler i samlingerne, og de blev for første gang beskrevet detaljeret af Henriksen (1922). Nu kendes der i tusindvis af insektfossiler, og derfor kan man tegne et detaljeret billede af insektfaunaen i de kystområder, som lå nær det hav, som dækkede Danmark i Tidlig Eocæn. Larsson (1975) gjorde opmærksom på, at insektfaunaen udelukkende består af vingede insekter, og at 'gode flyvere' samt meget små og lette insekter er underrepræsenteret. Han konkluderede derfor, at fossilerne er blæst ud over havet, og at der er sket en sortering af insekterne i vinden. Siden 1975 er antallet af insektfossiler vokset med en faktor 10 til langt over 20.000

Gruppe	Orden	Eksempler	Antal arter	Hyppighed
Tovingede insekter	Diptera	Stankelben, myg, fluer	28	27,0 %
Næbmundede	Heteroptera	Tæger, bredtæge	30	20,4 %
	Auchenorrhyncha	Cikader, skumcikade	35	14,4 %
	Aphidoidea	Bladlus	5	0,6 %
Amphiesmenoptera	Trichoptera	Vårfluer	4	8,3 %
	Lepidoptera	Dagsommerfugle, ugler, møl	7	
Biller	Coleoptera	Bladbille, vandkalv	14	7,6 %
Græshopper og fårekyllinger	Saltatoria	Løv- og markgræshopper	19	6,7 %
Netvinger	Neuroptera	Florvinger	15	3,7 %
Årevingede	Hymenoptera	Bier, hvepse myrer,	14	3,5 %
Guldsmede	Odonata	Guldsmede og vandnymfer	5	0,8 %
Ørentviste	Dermaptera		1	0,5 %
Skorpionfluer	Mecoptera	Stankelbens-skorpionflue	1	0,2 %
Kakerlakker	Blattoidea		3	0,04 %
Knælere	Mantodea		1	0,01 %

Fig. 45. Oversigt over insekterne i Stolleklint Leret og Fur Formationen. Det ses, at en stor del af insekterne stammer fra få ordener. De øvrige ordener er repræsenteret ved få arter, som optræder sjældent. Data fra Rust (1999a).

Faktaboks 12: Insekter

Mange insekter er afbildet af Bonde *et al.* (2008, 2010). I kapitlet om de fossile insekter er en del referencer udeladt i teksten. Den interesserede læser kan finde dem under nedenstående stikord:

Almindelige insekter er afbildet af Christensen & Brock (1981), Bonde (1987), Andersen & Andersen (1996) og Bonde *et al.* (2010).

Bladlus (aphider) (Heie 1967, 1970, 1993).

Dagsommerfugle (Kristensen & Skalski 1999, Madsen & Rust 2000, Bonde *et al*. 2008: s. 144, Bonde *et al*. 2010).

Den store løvgræshoppe *Pseudotettigonia amoena* (Henriksen 1929, Rust *et al*. 1999, Bonde *et al*. 2008, 2010).

Fælles slægter med den yngre eocæne nordamerikanske fauna (Andersen & Andersen 1996, Rust & Andersen 1999, Archibald *et al*. 2006, Bonde *et al*. 2008, 2010).

Oversigter over Fur Formationens insektfauna (Larsson 1975, Willmann 1990, Andersen & Andersen 1996, Rust 1999a, Bonde *et al*. 2008).

Skorpionfluer (Mecoptera) (Willmann 1977).

Skøjteløbertæger (Andersen 1998).

Tovingede insekter (Freiwald 1990, 1991, 1992).

Insekter i Stolleklint Leret: Blandt de ca. 3000 fund af insekter er en del torngræshopper, enkelte fårekyllinger og et par dagsommerfugle. Kæmpemyrer og flere arter af cikader og skøjteløbertæger findes udelukkende i Stolleklint Leret. Mange arter forsvandt efter varmeperioden (PETM) og kendes derfor ikke fra Fur Formationen. Insekterne bærer præg af at være dårlige flyvere, så afstanden til kysten har formodentlig været relativt kort (Rust 1999a, Bonde *et al*. 2008).

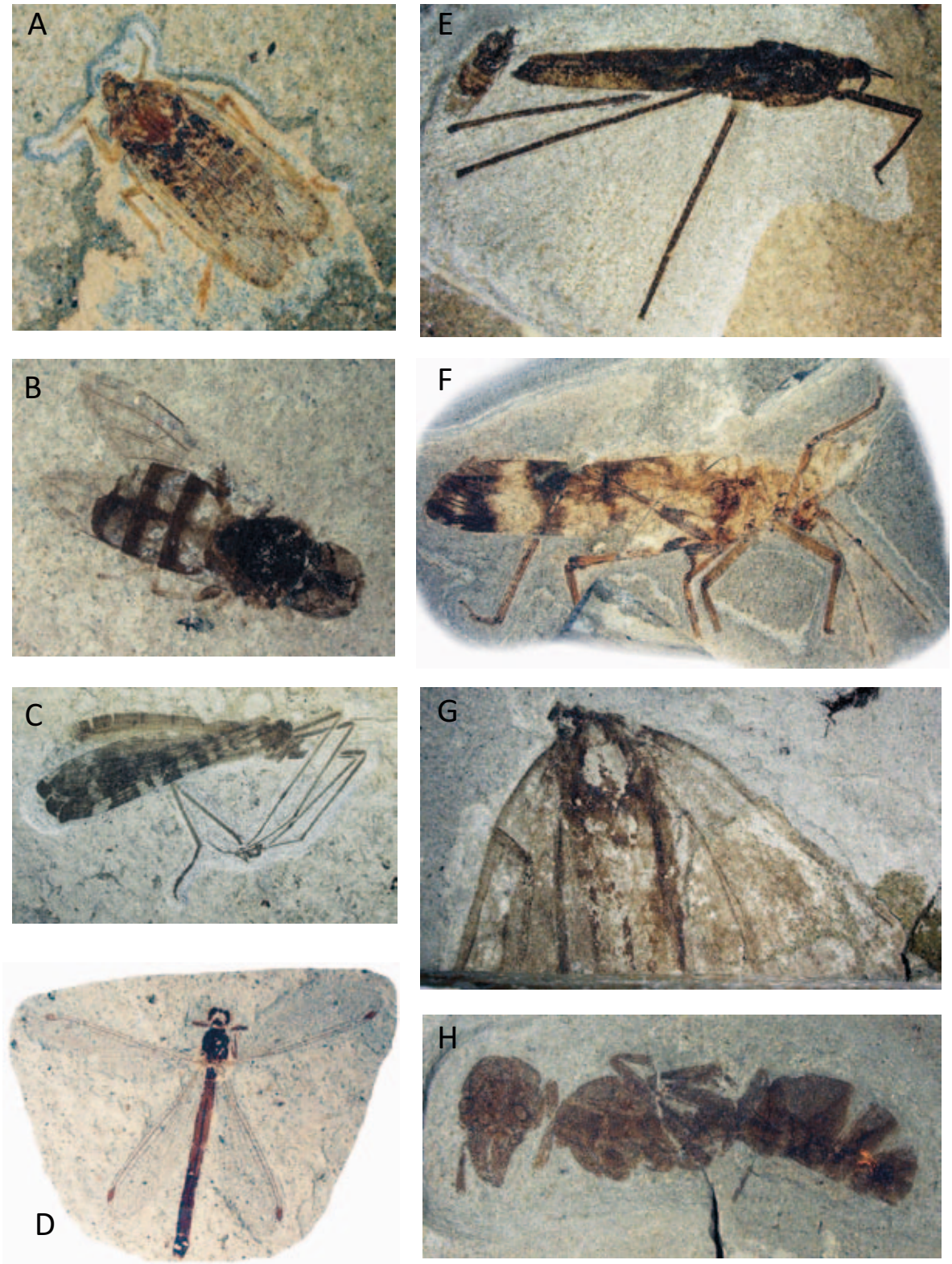


Fig. 46. Insekter. For alle insekter er givet følgende oplysninger: navn, størrelse, lokalitet og stratigrafisk niveau (askelagsnumre). **A**, cikade, 2,5 cm, Ejerslev molergrav +25 til +30; **B**, svirreflue, 1,5 cm, Ejerslev molergrav +25 til +30; **C,** skorpionsflue, *Cimbrophlebia*, 4,0 cm, Knuden +25 til +30; **D,** vandnymfe, 4,0 cm, Skarrehage molergrav under –13. **E,** skøjteløber, *Palaeogerris*, 3,0 cm, Ejerslev molergrav over –11; **F**, stor løvgræshoppe, *Pseudotettigonia amoena*, 7,0 cm, Ejerslev molergrav +25 til +30; **G**, verdens ældste dagsommerfugl (DK 136), vingelængde ca. 3 cm; **H**, Kæmpemyre, *Pachycondyla*, 2,5 cm, fra Stolle Klint, slamstenen ved askelag –34; G og H er fra Stolleklint Ler. Alle insekter er fundet og fotograferet af Henrik Madsen.

fra Fur Formationen og over 3.000 fra Stolleklint Ler, men det er stadig de vingede former, som er altdominerende. Rust (1999a) undersøgte 10.783 insekter fra Henrik Madsens samling omfattende insekter fra Stolleklint Leret og Fur Formationen, og fordelingen af de hyppigste grupper, omtrent 200 arter, er vist i Figur 45. Følgende insektgrupper er repræsenteret: Guldsmede og vandnymfer, ørentviste, græshopper og fårekyllinger, kakerlakker, knælere, næbmundede insekter, biller, netvinger, årevingede insekter, tovingede insekter, skorpionsfluer, vårfluer, slørvinger og sommerfugle (Fig. 45). Bonde *et al*. (2008: s. 119) viser en udviklingstavle over alle grupperne sammenlignet med fund fra det baltiske rav. Verdens ældste kendte dagsommerfugle er fundet i Stolleklint Ler og Fur Formationen (Fig. 46G), og flere andre grupper har også deres ældste kendte repræsentanter i Fur Formationen.

Hvor kom insekterne fra?

Insekterne kan være blevet transporteret fra det sydlige og sydvestlige Skandinavien ved aktiv flyvning, ved passiv transport med vinden eller fastsiddende på planterester (drivtømmer). Hovedparten af insektfund er fragmenter, hvor forrådnelsesprocessen har skilt vinger og ben fra kroppen. Dette viser, at de døde insekter har flydt rundt på overfladen i et stykke tid, inden de sank til bunds. Derfor må man også regne med havstrømme som en transportfaktor. Stedvis findes lagflader dækket af et stort antal små ugle- eller møllignende sommerfugle (Amphiesmenoptera). Disse er sandsynligvis døde under træk i store flokke ud over havet (Rust 2000). Det er første gang noget sådant har kunnet vises fossilt.

Faunasammensætningen viser, at insekterne altid fløj om sommeren, når temperaturen var høj, og vinden var svag. Også i dag ser man, at insekter i kystområder flyver i stille vejr, og at de kan blive fanget på skibe, som er 30 km fra Vesterhavets kyst. Klimaet i Nordsø-regionen havde årstidsvariationer, og insektfaunaen antyder subtropiske forhold. Den store diversitet blandt insekter, der suger plantesaft, indicerer en frodig og artsrig flora i 'Skandinavien'. Faunaen tyder endvidere på, at der fandtes forskelligartede søer, damme og floder. Der er også mange fossile former, hvis nulevende slægtninge lever i moser og sumpe. Endelig er der stor diversitet blandt de insekter, som formodes at have levet i skove og mere åbne områder med buskvegetation.

Særligt mange insekter er bevaret i diatomit i Skarrehagelaget, heraf en del arter, der normalt kun er bevaret i cementsten. Insekter og planterester i Stolleklint Ler, stribet cementsten og Skarrehagelag tyder på en relativt kortvarig transport fra kystområderne.

Den store løvgræshoppe *Pseudotettigonia* (tidligere *Tettigonia*) *amoena,* som har store vinger med bevarede farvetegninger, blev først beskrevet af Henriksen (1929) (Fig. 46F). Denne græshoppe er ret almindelig, men et komplet eksemplar blev først fundet i 2010. Eksemplarer af denne græshoppe er bevaret så godt, at man kan se, at den har 'sunget' ligesom nulevende græshopper. Ved basis af hannernes forvinger har man iagttaget et stridulationsapparat, som har frembragt lyd, når filen og skraberen blev gnedet hurtigt mod hinanden. Man har også iagttaget dens høreorgan på forbenet, og det har været muligt at genskabe den lydfrekvens som græshoppen frembragte (Rust *et al*. 1999). Hungræshoppens store, trekantede læggebrod findes ofte adskilt fra resten af græshoppefossilet.

Insektfaunaerne i Askeserien ligner i nogen grad den yngre eocæne nordamerikanske fauna med flere fælles slægter, eksempelvis 2,5 cm lange kæmpemyrer, *Pachycondyla* (Fig. 46H). Moderne slægtninge til en del af fossilerne i Askeserien findes i dag Sydøstasien (Rust 1999a).

Marine invertebrater (hvirvelløse dyr)

Fur Formationen samt Stolleklint Leret (Askeserien) indeholder kun få marine invertebrater (hvirvelløse dyr). I Fur Formationen kendes 24 arter af snegle, muslinger, pighuder og krebsdyr samt sjældnere eksemplarer af andre fossilgrupper, bla. rør fra børsteorme (Faktaboks 13: Marine invertebrater). Det lille antal fossiler skyldes ikke, at dyrenes kalkskaller er opløst, idet man heller ikke finder aftryk af skaller, som ville have haft en god chance for at blive bevaret i det finkornede sediment. Man kan derfor konkludere, at livsbetingelserne på og i havbunden generelt var dårlige.

Krebsdyr (Crustacea) er repræsenteret ved flere arter, alle ret sjældne og mest fritsvømmende: Hornrejen med fire meget store pigge fra moler, *Morscrangon acutus*, to (måske tre) rejearter af familien Penaeidae fra Stolleklint Ler, to arter af svømmekrabber, én tanglus, samt en art af langhalse og en art af rurer fæstnet på træstammer (Fig. 47A).

Muslinger (Bivalvia) er repræsenteret ved fem arter. Den hyppigste er en musling, som i udseende ligner nutidens gravende garider (Fig. 47B). En blåmusling, *Mytilus roesnaesiensis,* optræder lokalt i stort antal (op mod 100). Blåmuslingerne har været fasthæftet på drivtømmer, hvilket ses af, at muslinger og drivtømmer forekommer sammen. Endvidere kendes nøddemuslinger og pæleorm *Teredo*, men boringer efter disse muslinger i drivtømmer er meget sjældne.

Havsnegle (Gastropoda) er repræsenteret ved syv arter. To af disse, en fritsvømmende vingesnegl og en konklignende snegl, findes ofte i større antal (mere end 10 individer). Konksneglen '*Fusinus*' tilhører familien Buccini-

Fig. 47. Invertebrater. **A**, en primitiv rur (Cirripedia, rankefødder), en ny slægt og art, som er fæstnet til stor træstamme, og hvis nærmeste nulevende slægtning lever i dybhavet. Diameter ca. 0,5 cm. Bevaret i cementsten. Foto Sten Lennart Jakobsen; **B**, Stor, gravende musling (garid ?), 4,0 cm, fundet i Ejerslev molergrav, ca. 1–3 meter over askelag +32; **C**, Den relativt almindelige konksnegl 'Fusinus' 1,5 cm; **D,** En lagflade dækket af små fritsvømmende vingesnegle af arten *Heliconoides (=Spiratella) merciencis*, 1–2 mm; **E**, slangestjerner, *Ophiura furiae*, kropsskiven 10 mm, disse findes hyppigt i lagene over –11 og under –3. **F**, beboelsesrør af havbørsteorm (pectinariid?) i moler bygget af lerpartikler, diatomeer og ofte tynde spikler fra kiselsvampe. Bredde 5-8 mm, Centralgraven, Fur. **C, D**, Foto Bo Pagh Schultz; **B, E, F**, Foto Henrik Madsen.

Faktaboks 13: Marine invertebrater

En del af de marine invertebrater af afbildet af Bonde *et al*. (2008, 2010). Størstedelen af referencerne er udeladt i teksten. Den interesserede læser kan finde dem under nedenstående stikord:

Krebsdyr (Garassino & Jakobsen 2005, Garassino & Harper 2004, Collins *et al*. 2005, Bonde *et al*. 2008, Carriol *et al*., *in prep*.).

Pighuder (Rasmussen 1972, Bonde 1987, Bonde *et al*. 2010).

Havsnegle (Mørch 1874, Stolley 1899, Bonde 1974, Bonde 1987, Bonde *et al*. 2010, Janssen *et al*. 2007, Jesper Petersen *pers.medd*. 2010).

Muslinger (Petersen *et al*. 1973, Petersen 1997, Bonde *et al*. 2010).

Børsteorm (Bonde 1987, Sageman *et al.* 1991, Jesper Petersen *pers. medd*. 2010).

Sporfossiler (Pedersen 1978, 1981, Pedersen & Surlyk 1983).

dae (Fig. 47C). Den blev beskrevet i 1874 under navnet *Cassidaria* og indgik i bestemmelsen af Fur Formationens alder. Den lille pelagiske vingesnegl *Heliconoides (=Spiratella) merciensis* (tidligst kaldt *Valvatina raphistoma*) er blevet genbeskrevet så sent som i 2007 (Fig. 47D). Boresnegle, porcelænssnegle og baggællesnegle er sjældne.

Pighuder (Asteroidea, Ophiuroidea) er repræsentret ved fire arter, en slangestjerne og søstjerner. I svagt lamineret moler ca. 2 m over askelag –11 findes et stort antal slangestjerner *Ophiura furiae* (Fig. 47E). Også i nutiden er slangestjerner kendt for at kunne leve under iltfattige forhold på havbunden. Der kendes også to søstjerner, *Coulonia colei* og *Echinaster jacobseni*, hvoraf den første også er kendt fra London Ler.

Havsvampe (Porifera) er repræsenteret ved to arter, som for nyligt er identificeret som *Plinthosella* og en Callodictyonid på basis af spikler fra børsteorms rør.

Mange invertebrater er 'bløde' dyr uden ydre skeletter (skaller), og sådanne dyr bevares praktisk taget aldrig som fossiler. Dette gælder for de dyr, som gravede i havbunden. De er ikke bevaret selv, men sporene af deres aktivitet er bevaret som sporfossiler. Sporfossilerne henføres til slægterne *Chondrites, Phycodes, Planolites, Taenidium* og *Teichichnus,* som alle er gravegange, mens hvilespor og boringer ikke er kendt. For nyligt har R. Bromley verificeret et fund af sporfossilet *Diplocraterion habichi* i den 'stribede cementsten'. I moleret ses desuden kegleformede rør fra børsteorm. Rørene er opbygget af sammenkittede svampespikler, diatomeskaller og sandkorn (Fig. 47F). Der er fundet forskellige typer, og det er muligt, at rørenes forskellige opbygning repræsenterer forskellige arter af børsteorm. Der er fundet nogle få bundlevende (bentiske) foraminiferer, hvoraf én foraminifer er indbygget i et rør fra en børsteorm.

Hovedparten af de marine hvirvelløse dyr, der er fundet som fossiler, er fundet i det strukturløse og svagt laminerede moler. Ved sammenligning med nulevende arter kan man tolke, at nogle af dyrene har levet nedgravet i havbunden. Det samme gør sig gældende for de dyr, som har lavet sporfossilerne, samt børsteormene, der har bygget rør. I det laminerede moler kendes kun hvirvelløse dyr, som levede pelagisk eller fasthæftet til drivtømmer.

Diatomeer

Diatomeer er encellede kiselskallede alger, som lever i de øvre vandmasser (Faktaboks 14: Diatomeer). Skallerne opbygges af biogen opal (opal–A), og skallerne har meget fine og spinkle detaljer i deres morfologi (Fig. 22, 48). Derfor blev diatomeskaller i ældre tid brugt til at kvalitetsteste mikroskoper: jo flere detaljer man kunne se, jo bedre var mikroskopet. I dag kan de fineste detaljer undersøges i elektronmikroskop (Fig. 48).

Bevaring af biogen opal

Diatomeer bevares dårligt i mange marine aflejringer. Dette har to årsager, som indbyrdes er forbundet. (1) Som gruppe klarer diatomeer sig dårligt i områder, hvor der er mangel på næringsstoffer. Ud over det grundlæggende behov for kvælstof og fosfor vil diatomeer blive begrænset af tilgængeligheden af silicium og af spormetaller såsom jern. I store nutidige havområder udgør diatomeer derfor kun en lille del af planteplanktonet, og de slægter, som findes, indeholder kun små mængder opal. Det er imidlertid en generel observation, at diatomeer fra Tidlig Tertiær har mere

silicificerede skaller end moderne former. (2) Havvand og sedimenternes porevand er sædvanligvis undermættet med hensyn til biogen silica (Tréguer *et al.* 1995). Derfor opløses skallerne hurtigt, specielt hvis pH er relativt høj, som i kalkaflejringer. Diatomeskallerne bevares kun godt i sedimenter med mange silikatmineraler, vulkansk aske eller i diatomeslam, som er et resultat af stor diatomeproduktion (Sancetta 1999).

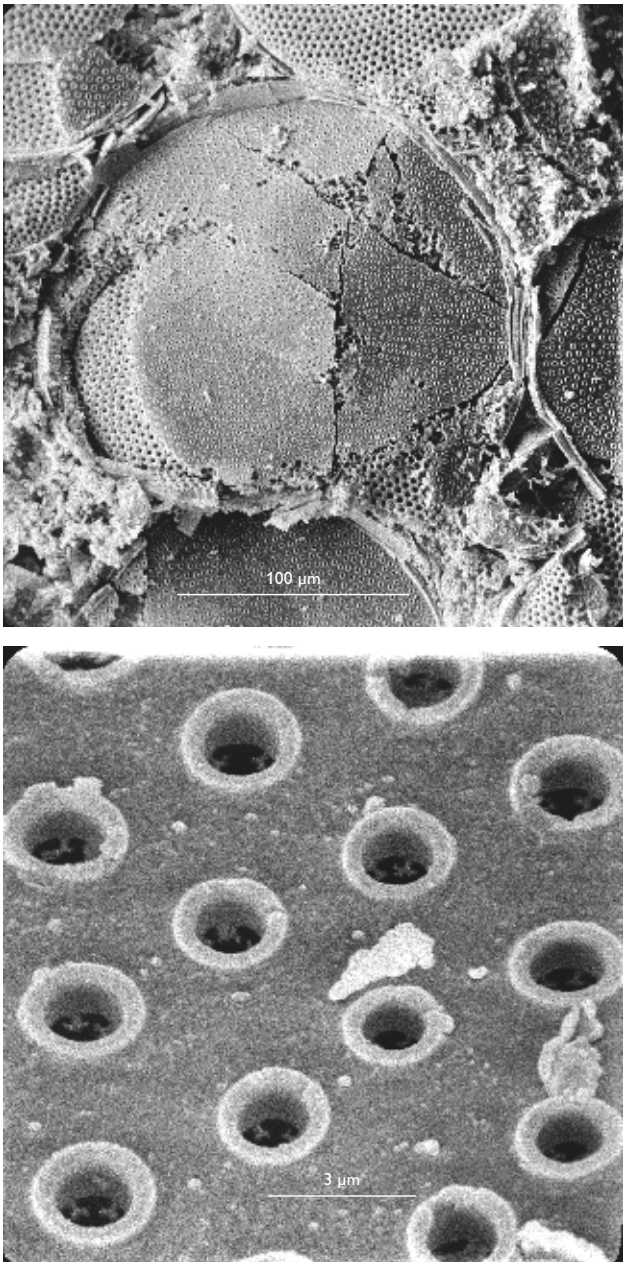


Fig. 48. Diatomeer. **Øverst**, lagflade med mange store, centriske diatomeer. Disse kaldes *Coscinodiscus* i ældre litteratur og henføres nu til flere arter af *Fenestrella*, *Craspedodiscus* og *Coscinodiscus*. **Nederst**, meget fine detaljer i skalstrukturerne er bevaret og viser, at den diagenetiske omdannelse er minimal. SEM-billeder, se også Fig. 22. Foto Gunver Pedersen.

I moler fra Harreboringen er der ca. 10 millioner diatomeskaller i et gram prøve (Fenner 1994), hvilket understreger den enorme biologiske produktion i datidens hav. Diatomeskallerne har en diameter som silt- og sandkorn, men de synker meget langsommere gennem vandsøjlen, fordi deres skaller er så lette og spinkle. Undersøgelser af nutidige havområder med stor produktion af diatomeer viser, at 80–90 % af skallerne opløses, når de synker ned gennem vandsøjlen, men at flere diatomeskaller når havbunden, hvis de synker som klumper (faecal pellets) efter at være blevet ædt af zooplankton. Hvis den samme opløsning har gjort sig gældende for eocæne diatomeer, har den biologiske produktion altså været næsten 100 gange større end den mængde diatomeskaller, som i dag findes i moleret.

Diatomefloraen

De diatomeer, som fandtes i ældre tertiær (Palæogen), er så forskellige fra dem, der kendetegner yngre tertiær (Neogen), at de ikke engang kan henføres til de samme familier (Sancetta 1999). I modsætning hertil anfører Sims *et al*. (2006) at mange diatome-slægter kendes fra Eocæn til nutiden. Selv om de palæogene diatomeer utvivlsomt havde karakteristiske økologiske præferencer, har man kun meget begrænsede muligheder for at tolke deres tolerancer over for næringsstoffer, temperaturer med videre (Sancetta 1999).

Tilstedeværelsen af marine diatomeer i moleret blev påpeget allerede i 1800-tallet (se Faktaboks 14), mens nyere undersøgelser er foretaget af Homann (1991) og Fenner (1994), som har afbildet et stort antal arter (se også Fig. 22, 48). Prøver fra Harreboringen viser, at diatomeer udgør 50–80 % af de kiselskallede mikrofossiler. Fur Formationen karakteriseres af en relativt stor diversitet, idet man finder mellem 17 og 85 arter i hver prøve, når der tælles 300 eksemplarer. Der er identificeret 138 arter og varieteter af diatomeer (Fenner 1994: hendes tabel 1). Diatomefloraen domineres af meroplanktoniske arter, som tilbringer en del af deres livscyclus på havbunden (som bentos) og en del i havoverfladen (som plankton), og der findes et stort antal hvilesporer. Overvægten af dybtvandsformer med lejlighedsvist iblandede ferskvandsformer peger på, at aflejringen er foregået i et shelf-miljø i nogen afstand fra kysten, således at former fra kystzonen kun sjældent nåede aflejringsstedet (Fenner 1994).

Dinoflagellater

Dinoflagellater er marine, planktoniske alger. Mange arter danner hvilesporer (cyster), hvis væg består af et resistent organisk materiale (dinosporin), som kan

Faktaboks 14: Diatomeer

Systematik. Diatomeer (Bacillariophyta) er encellede kiselskallede alger med brune klorofyl-legemer, som lever i de øvre vandmasser. Diatomeerne i Fur Formationen kan henføres til to ordner, Centrales, med en radiær struktur, og Pennales, med en bilateral struktur. I den første orden findes Discineae, Triceratiineae, Trinacriineae, Hemiauliineae der har skive- eller cylinderformede, 'trekantede' og 'firkantede' og mere uregelmæssige skaller. Størrelsen af disse diatomeer kan derfor med nogen rimelighed angives ved deres diameter. *Stephanopyxis* er eksempel på de'små' skaller, som er 20–40 µm i diameter (Fig. 22a). De 'store' skaller er 100–200 µm i diameter og omfatter arter af *Fenestrella, Craspedodiscus, Coscinodiscus, Trinacria og Hemiaulus* (Fig. 48). *Sceptroneis* repræsenterer ordenen Pennales (Fig. 22b). Slægterne *Coscinodiscus, Hemiaulus, Trinacria (*familien Hemialaceae) er kendt fra Eocæn, og *Stephanopyxis* fra Kridt (Sims *et al*. 2006).

Tidligere undersøgelser. Allerede i 1800-tallet vidste man at moler er opbygget af marine diatomeer (Heiberg 1863, Printz & van Ermengem 1883, Printz 1885, Møller 1892, Stolley 1899, Hartz 1909). Ny teknik (elektronmikroskopi) viste nye detaljer af diatomeskallerne (Miller 1969). Benda (1972) identificerede 90 arter og varieteter af diatomeer, hvoraf 34 af arterne forekommer i eocæne aflejringer i Nordtyskland (Benda 1965).

Opløsning af diatomeskaller (Schrader 1971, 1972, Calvert 1974, Tréguer *et al*. 1995)

Andre kiselskallede mikrofossiler. Den næststørste gruppe af kiselskallede mikrofossiler er hvilesporer af Chrysophyceae (10–40 %), en gruppe encellede alger med lighedstræk til dinoflagellater, som laver cyster af opal. Derudover findes planktoniske silicoflagellater og erbridier samt sjældne radiolarer (Fenner 1994). Mitlehner (1996) undersøgte kiselskallede mikrofossiler i seks prøver af cementsten fra tre stratigrafiske niveauer. Han fandt 49 arter af diatomeer, 12 arter af silicoflagellater og to arter af radiolarer.

bevares fossilt (Fig. 49). Da dinoflagellatcysterne optræder i stort antal og mange arter i de fleste shelfsedimenter, er de velegnede til biostratigrafisk datering og korrelation. Dinoflagellater af slægten *Apectodinium* havde globalt en stor opblomstring (en acme zone) i tidligste Eocæn (Fig. 6). *Apectodinium* acmet er veldokumenteret fra mange profiler (Fig. 49 billede 3–4). Denne dinoflagellat-slægt blev favoriseret af det varme vand og de næringsstoffer, som blev tilført med flodvand (Heilmann-Clausen 2006). I acme-zonen udgør *Apectodinium* omkring 50 % af den totale mængde af dinoflagellatcyster (Heilmann-Clausen 1982). Basis af acme-zonen er sammenfaldende med basis af kulstofisotop-anomalien (CIE) ved starten af varmeperioden PETM (Faktaboks 1 og 3). Acme-zonen er registreret fra basis af Ølst Formationen til den nederste del af Fur Formationen (lidt over askelag –33), hvorefter indholdet af *Apectodinium* aftager gradvist til nær nul lidt under askelag –19b. Over askelag –19b er der en markant forandring i dinoflagellatselskabet, og over +130 findes en acme-forekomst af *Deflandrea oebisfeldensis* (Fig. 49 billede 6–7). Dinoflagellatcysterne i Fur Formationen er undersøgt i en lang række publikationer, og er anvendt til korrelation og datering af de sent paleocæne og tidligt eocæne aflejringer i Danmark og Nordsøen (Faktaboks 15: Planter og dinoflagellater).

Planter

Der er fundet en del plantefossiler i Fur Formationen (Fig. 50, samt faktaboks 15). Blade af planten *Macclintockia kanei* blev tidligt anvendt til at bestemme formationens alder som Eocæn (Fig. 50A). Floraen med *Macclintockia*, *Cercidophyllum* (hjertetræ) og visse andre planter i Nordvesteuropa og Grønland er blevet kaldt den 'Arkto-Tertiære Flora'(Manum 1962, Koch 1963). *Macclintockia* kan være bevaret således, at aftræk af overfladens cellelag kan foretages, hvilket giver oplysninger om bladenes klimatilpasning.

Størstedelen af plantefossilerne er kviste, grene og stammer, som formodentlig er drevet med floderne til havs (Fig. 50B), se også Schultz *et al.* 2011. Blade er sjældne, hvilket kan forklares ved, at de lettere nedbrydes under transporten, men de findes hyppigt i Skarrehagelaget. En 8 m lang træstamme er bestemt til at være nært beslægtet med rødtræ (*Sequoia*), som bl.a. kendes som kæmpetræer i Californien. Kviste og pollen fra rødtræ (*Sequoia*) er også fundet i Fur Formationen (Fig. 50C). Fossilt ved er for nylig beskrevet fra et træ, som var beslægtet med *Juglandicarya*, og som formodentlig var en gammel form af den moderne valnød. Andre fossiler menes at repræsentere fyr og abetræ/stuegran (*Araucaria*), bl.a. grene med blade (nåle) og en gren med en klump rav. Der er også kogler fra nåletræer. Der er fundet egeblade med in-

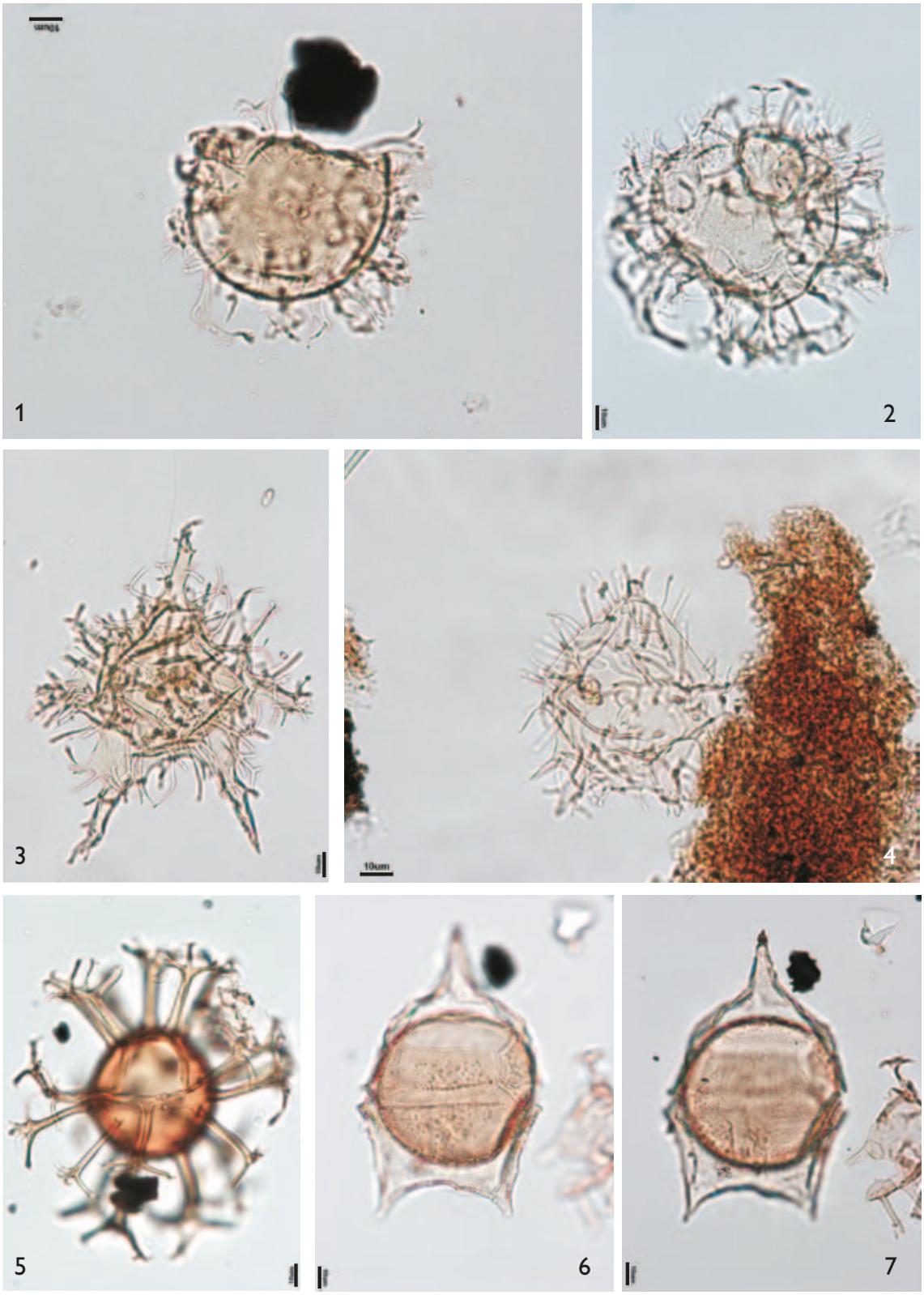


Fig. 49. Organisk-væggede dinoflagellatcyster fotograferet i normalt lysmikroskop, skala = 10mm. For alle arter er der givet følgende oplysninger: a) Artsnavn, b) Lokalitet (St= Stolleklint, Sy= Silstrup Sydklint) og prøvenummer. Prøverne stratigrafiske indplacering findes i Willumsen (1997; 2004: Fig. 3). **1**, *Glaphyrocysta ordinata*, St25; **2**, *Glaphyrocysta* cf. *divaricata* , St51; **3**, *Apectodinium* cf. *parvum* , St12; **4**, *Apectodinium quinquelatum* , St12; **5**, *Achomosphaera alcicornu* , Sy10; **6** og **7**, *Deflandrea oebisfeldensis* , Sy10. Foto Pi Suhr Willumsen.

Fig. 50. Plante makrofossiler. **A**, 18 cm langt blad af *Macclintockia,* findested ukendt; **B**, Velbevaret forkislet træ med knaster, længden på stammerne er 100 cm og 135 cm fra negativ serie i Ejerslev og Silstrup; **C**, 15 cm lang kvist af rødtræ (Sequoia), findested ukendt; **D**, Egeblad med spor af insektangreb, længde 8 cm, ved -13 , Skarrehage; **E,** Langt smalt blad bevaret i moler fra Ejerslev, længde, 14 cm, omkring +25 - +30, stratigrafisk niveau ikke kendt; **F**, Blomst, findested ukendt. A, **C**, **F**, Foto Bo Pagh Schultz, **B**, **D**, **E**, Foto Henrik Madsen.

Faktaboks 15: Planter og dinoflagellater

Biozoner opstillet i Europa og Nordsøen på basis af sporer og pollen (Meyer 1988, 1989, Krutzsch 1966, Schröder 1992, Willumsen 2004).

Plantefossiler
Araucaria abetræ/stuegran (Bonde 1987)
Ginkgo, tempeltræ
Jenkinsella, frugter af japansk hjertetræ (Bonde *et al*. 2008, Schultz *et al*. 2011)
Juglandicarya, beslægtet med valnød (Willumsen 1997, 1998, 2004, Sakala & Gryc 2011)
Macclintockia kanei (Stolley 1899, Hartz 1909, Koch 1960, Bonde *et al*. 2008, 2010)
Salvinia, vandbregne (Koch 1960, Willumsen 1997)
Sequoia, rødtræ, kviste og stammer (Bonde 1987, Willumsen 1997, 1998, 2004, Bonde *et al*. 2008, 2010)
Ahornlignende frugt (Bonde *et al*. 2008)
Eg (blade med insektangreb) (Schultz *et al*. 2011)
Frugter fra palmer (Schultz *et al*. 2011)
Frø og frugter fra mange forskellige planter (Schultz *et al*. 2011)
Kogler fra nåletræer (Hartz 1909)
Løn, platan, hassel, vin (Schultz *et al*. 2011)

Dinoflagellaterne i Stolleklint Leret og Fur Formationen er undersøgt i en lang række publikationer, og er anvendt til korrelation af de sent paleocæne og tidligt eocæne aflejringer i Danmark og Nordsøen: Knox & Harland 1979, Hansen 1979; Heilmann-Clausen 1982, 1985, 1994a, 1995; Heilmann-Clausen *et al*. 1985; Nielsen *et al*. 1986; Köthe 1990; Schmitz *et al*. 1996; Willumsen 2004; Schiøler *et al*. 2007.

sektangreb (Fig. 50D) og blade af tempeltræ (*Ginkgo*). Endvidere er der fundet mange lange, bambuslignende blade (Fig. 50E), blade af vandbregnen *Salvinia*, samt en del frø og frugter. De hyppigste er små kuglerunde frugter fra palmer. Andre frø og frugter stammer fra platan, japansk hjertetræ kaldet *Jenkinsella*, løn og vin. Planterne tyder på, at landet har haft en bevoksning af nåletræsskove (rødtræ, abetræ, fyr, gran, sumpcypres og taks) vekslende med en mere åben, steppeagtig bevoksning. Blandt løvtræer kendes ask, poppel og valnød og de ovenfor nævnte arter, især er sådanne blade almindelige i Skarrehagelaget. Der er også fundet bregner og padderokker. Insekterne antyder, at der må have været mange blomsterplanter, men selv om disse er stærkt underrepræsenteret blandt fossilerne, kendes en spinkel lille blomst som fossil (Fig. 50F).

Sporer og pollen

Sporer og pollen fra landplanter er blevet undersøgt i 74 prøver fra tre lokaliteter (Fur Stolleklint, Silstrup 'Firkanten' og Silstrup Sydklint) samt i 6 prøver fra den øverste del af Stolleklint Ler. Der er i alt identificeret 42 arter af sporer og 108 arter af pollen (Willumsen 2004) (Fig. 51). På basis af spore- og pollenselskaberne kan Fur Formationen inddeles i fire biozoner, som er korreleret direkte med ændringer i dinoflagellatcyst-selskabet. Dette viser, at der samtidigt skete ændringer i landplanterne og i de marine alger. De sporer og pollen, som kendes fra Fur Formationen, kan korreleres med de biozoner, som er opstillet i Europa og Nordsøen, hvilket viser, at sporer og pollen er et godt værktøj for korrelationer over lange afstande. Ved at undersøge hvornår bestemte pollen, som f.eks. *Thomsonipollis magnificus*, optræder første gang i henholdvis USA og Danmark, kan man også kortlægge hvordan forskellige planter er blevet spredt.

Sumpcypres og valnød

Fur Formationen er domineret af pollen fra sumpcypresser og valnød (*Taxodiaceae* og *Juglandaceae)*. Pollen fra de to botaniske familier er benævnt *Caryapollenites* spp. (amerikansk valnød) og *Inaperturopollenites* spp. (Fig. 51 billede 1–3). De flest arter i slægten sumpcypres findes idag i subtropiske til tempererede områder, som f.eks. området omkring den Mexikanske Golf. Valnødfamilien (*Juglandaceae*) vokser idag i tempererede regioner som Europa, Asien og Nord- og Sydamerika og omfatter større og mindre løvfældende træer, som kendes på de duftende blade, de store, spiselige nødder og de kegleformede hanrakler.

Palmer og tropiske pollen

I Fur Formationen er der også fundet palmepollen (*Arecipites* spp.) og pollen fra tropiske slægter som

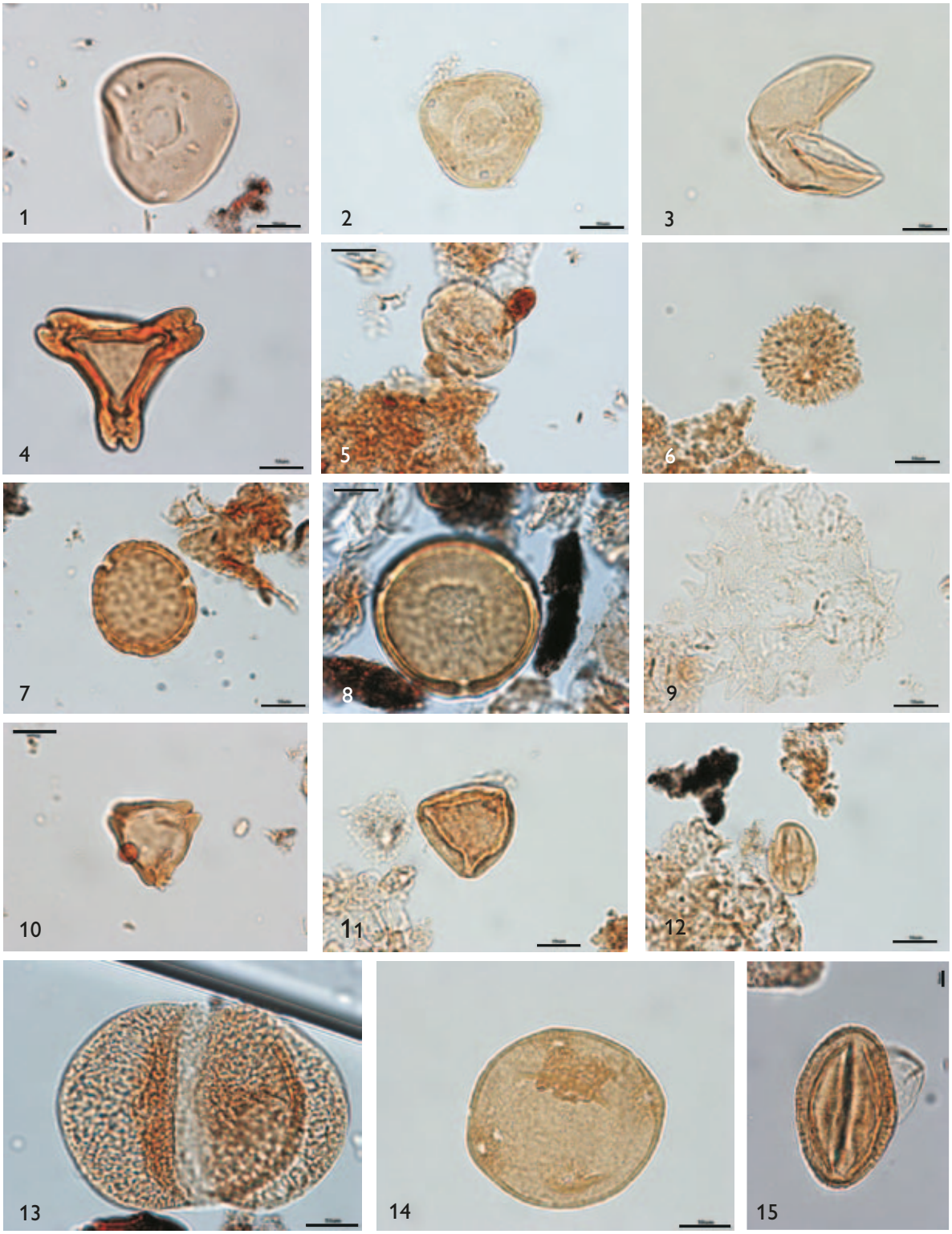


Fig. 51. Sporer og pollen fotograferet i normalt lysmikroskop, skala på alle billeder er 10mm. For alle arter er der givet følgende oplysninger: a) Artsnavn, b) Lokalitet (St=Stolleklint) og prøvenummer. For taxonomiske referencer og prøvernes stratigrafiske indplacering: se Willumsen (1997, 2004). **1**, *Caryapollenites triangulus*, St02; **2**, *Caryapollenites triangulus*, St06; **3**, *Inaperaturopollenites hiatus*, St20; **4**, *Basopollis atumenscens*, St28; **5**, *Labrapollis globosus*, St02; **6**, *Compositiopollenites medius*, St03; **7**, *Subtriporopollenites subporatus*, St02; **8**, *Subtriporopollenites constans* subsp. *medius*, St20; **9**, *Pediastrum* sp., St03; **10**, *Plicapollis pseudoexcelsus*, St02; **11**, *Interpollis microsupplingensis*, St03; **12**, *Triporopollenites cingulum*, St03; **13**, *Pityosporites microalatus*, St20; **14**, *Polyporopollenites* spp., St20; **15**, *Tricolporopolleniets europaeus*, St28. Foto Pi Suhr Willumsen.

Symplocos samt slægten *Anacolosa,* som idag findes i Asien og på Madagaskar (Willumsen 1997, 2004). Palæotropiske elementer som *Labrapollis globosus* og *Interpollis* pollen optræder kun i den øverste, ældste del af Stolleklint Ler. Der mangler palynologiske data fra størstedelen af Stolleklint Leret, da undersøgelsens nederste prøve er taget ca. 3m under askelag –34.

Hvad siger floraen om klimaet?
Rust (1999a) karakteriserede vegetationen som paratropisk. Dette dækker vegetationsformer, som opstår i lavlandet uden for troperne eller i midten af tropiske bjergområder (eksempelvis Hong Kong og Taiwan). I Sen Paleocæn og Tidlig Eocæn havde denne type af vegetation sin største udbredelse på den nordlige halvkugle og nåede til 60–65°N. Selv om der er identificeret mange forskellige arter af eocæne sporer og pollen, mangler der at blive lavet en samlet klimatisk tolkning baseret på både makro- og mikrofloraen fra Fur Formationen. Forløbige undersøgelser viser, at den årlige middeltemperatur i Tidlig Eocæn varierede mellem 15° og 21° og den årlige nedbør i Tidlig Eocæn er anslået til at have været 1200–1400 mm (Willumsen og Utescher *in prep*.).

Vulkanske askelag i Fur Formationen og Stolleklint Leret

Opdagelsen af askelagene

Når vulkaner går i udbrud, kan udstrømningen af lava ledsages af større eller mindre mængder af vulkansk aske. Vulkansk aske består væsentligst af glas, altså lavadråber som er størknet så hurtigt, at der ikke er nået at dannes mineraler. Det er muligvis, fordi det vulkanske glas er sort og skinnende, at det blev fejlbestemt som kulholdigt sand, selv af en fremtrædende geolog som G. Forchhammer (1835). Den vulkanske aske blev identificeret i 1883 af to belgiske diatoméforskere (Fig. 9, se også Faktaboks 16: Vulkanske askelag), men denne opdagelse nåede først i 1902 frem til de danske geologer (Bøggild 1903). Om opdagelsen af askelagene skrev Bøggild senere: "Tilstedeværelsen af et saa overordentlig ejendommeligt Led i Landets geologiske Opbygning … kom derved … for første Gang til de danske Geologers Kendskab. Det er vel næppe for meget sagt, at ingen enkelt Opdagelse indenfor vor Geologi har vakt tilnærmelsesvis saa megen Opmærksomhed som denne; man kendte ikke i Forvejen et eneste Spor af vulkansk Virksomhed her i Landet og for Skandinaviens Vedkommende i al Fald ikke særlig meget deraf, og saa blev man pludselig stillet overfor en Udbrudsvirksomhed, der efter alt,

Faktaboks 16: Vulkanske askelag

Opdagelsen af askelagene (Printz & van Ermengem 1883, Printz 1885, Bøggild 1903).

Nummerering og beskrivelse af askelagene i moleområdet (Bøggild 1903, Ussing 1904, 1907, Bøggild 1918, Andersen 1937a , Gry 1940, Nielsen & Heilmann-Clausen 1988, Larsen *et al*. 2003).

Korrelation af askelagene (Danmark, Tyskland, Nordsøen, Østrig) (Stolley 1899, Gagel 1907, Bøggild 1918, Andersen 1937a, 1938, Knox 1985, 1997, Egger *et al*. 2000, Schmitz *et al*. 2004).

Mineraler i askelagene (Gry 1940, Pedersen *et al*. 1975, Rønsbo *et al*. 1977).

Vulkan i Skagerrak (Bøggild 1918, Andersen 1937a, b, 1938, 1944, Norin 1940, Noe-Nygaard 1967, Sharma 1970, Flodén 1973, Åm 1973, Nielsen & Heilmann-Clausen 1988).

Ingen tertiær vulkan i Skagerrak (Jensen & Langnes 1992, Kjaer & Heilmann-Clausen 1996).

Palæomagnetiske undersøgelser (Sharma 1969, 1970, Abrahamsen 1994, Ali *et al.* 1994, Beyer *et al*. 2001).

DSDP Hole 550, dyb boring i Atlanterhavet (Knox 1985, Berggren *et al*. 1995, Luterbacher *et al*. 2004).

Vulkaner i Nordatlanten (Pedersen & Jørgensen 1981, Knox & Morton 1988, Morton & Knox 1990, Larsen *et al.* 1999, 2003).

Gardiner Komplekset, Østgrønland (Nielsen 1980, Heister *et al*. 2001, Larsen *et al*. 2003, Storey *et al*. 2007).

hvad man kendte til Forholdene, maatte have været af ret betydelige Dimensioner, selv om det først noget senere viste sig, at Udbredelsesomraadet var langt større end det forholdsvis ubetydelige egentlige Moleromraade. I Overraskelsen over det Nye blandede der sig for manges Vedkommende, som man kan tænke sig, en Del Ærgrelse over, at man ikke selv havde kunnet gøre denne, dog ret nærliggende Opdagelse" (Bøggild 1918: side 5). Efter opdagelsen af askelagene iværksatte O.B. Bøggild og N.V. Ussing hurtigt en undersøgelse af deres udbredelse, samt en opmåling, nummerering og beskrivelse af askelagene. N.V. Ussing foretog mange opmålinger i felten af askelagenes tykkelse m.v. og viste, at askelagene kan genkendes fra lokalitet til lokalitet. Han indførte nummereringen af de 'positive' askelag fra +1 og opefter, først publiceret 'indirekte' i en tegning af foldede lag i en klint ved Ejerslev i hans store arbejde om randmorænerne i Jylland (Ussing 1907: fig. 4).

Bøggild undersøgte efter Ussings død i 1911 stort set alle askelagslokaliteter, også uden for området ved Limfjorden og så langt mod syd som til Lillebælt. Askelagene blev identificeret fra lokalitet til lokalitet i Nordjylland (Fig. 5). I monografien "Den vulkanske aske i Moleret" (Bøggild 1918) beskrev han askelagenes kemiske og mineralogiske sammensætning, deres farver og øvrige kendetegn. Meget af laboratoriearbejdet blev udført af magister Karen Callisen, som takkes kortfattet for sit store arbejde. Bøggild indførte nummereringen af de 'negative' askelag og kompletterede Ussings arbejde, således at Askeserien rakte fra lag –39 til +140. Han understregede, at mens alle de positive askelag formodentlig var opdaget, var der større usikkerhed omkring det præcise antal af askelag i den negative serie (Bøggild 1918). De vulkanske askelag uden for moleområdet blev undersøgt af S.A. Andersen, som viste, at askelagene kan korreleres inden for Danmark, og at de muligvis kan korreleres med askelag i Nordtyskland. Bøggilds og Ussings opmålinger var så grundige, at der efterfølgende kun er fundet et mindre antal ekstra askelag, og disse er nummereret med både et tal og et bogstav. Gry (1940) omtaler –18b, –19a, –19b, –21a, –21b, –21c, og –21d. Larsen *et al*. (2003) føjede –29a til listen. Bøggilds monografi fra 1918 er stadig en standardreference.

Askelag med numrene –33 til +140 forekommer i Fur Formationen. Der er tynde askelag både under og over Fur Formationen. Stolleklint Ler indeholder askelag –34 til –39, og yderligere tre tynde askelag findes i den basale del af Ølst Formationen lige under Stolleklint Ler (Schmitz *et al*. 2004). En senere fase af vulkanske udbrud er repræsenteret af 19 tynde askelag i Røsnæs Ler Formationen og den nedre del af Lillebælt Ler Formationen (Nielsen & Heilmann-Clausen 1988).

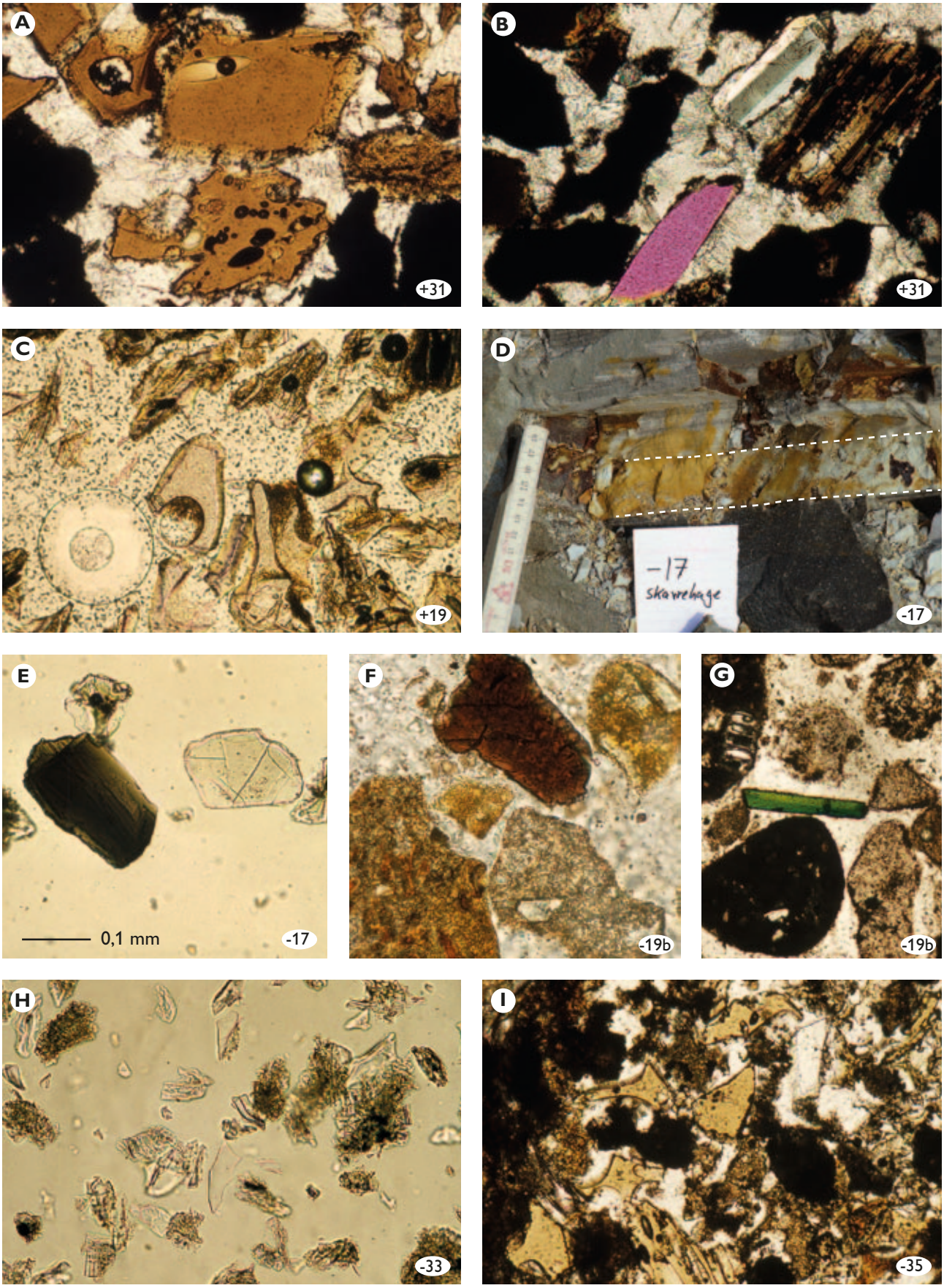
Mineralerne i askelagene

Askelagene i Fur Formationen er Danmarks rigeste og mest diverse forekomst af mineraler, men mineralkornene er så små, at de skal ses i mikroskop. Enkelte mineraler er dannet ved omdannelse af aske efter faldet. Det gælder bl.a. *zeolitter*, der findes som små kugleformede rosetter i mange askelag. I de tykke askelag +101,+114 og +118 forkommer 2–6 cm store, veludviklede (euhedrale) barytkrystaller, hvor disse askelag er sammenkittet af baryt. *Baryt*, $BaSO_4$, må være dannet under den tidlige diagenese. De mest almindelige magmatiske mineraler er små strøkorn, som udkrystalliserede i magmakammeret inden det eksplosive udbrud. Det gælder mineralerne *augit* og *plagioklas*, som findes i alle basaltiske lag, og *sanidin*, som findes i nogle alkaline lyse askelag i den negative serie. Men det store antal af mineraler, hvoraf nogle er sjældne, skyldes meget eksplosive vulkanudbrud fra et eller flere alkaline vulkankomplekser i Østgrønland, hvoraf Gardiner-komplekset er en af kandidaterne (Larsen *et al*. 2003). Disse komplekser består af alkaline bjergarter med forskellige mineralselskaber, og de højeksplosive udbrud har sprængt sig vej op gennem allerede størknede bjergarter. Derved er et rigt selskab af fragmenter af bjergarter og mineraler bragt helt til det nordlige Jylland efter en luftrejse, som for 55–56 millioner år siden var på ca. 1200 km.

De hidtil identificerede mineraler stammer overvejende fra askelagene –19b og –17 og omfatter de forvitringsresistente pyroxener *Ti-ægirin, ægirin-augit, Ti-augit, salit og orthopyroxen*, amfibolerne *kaersutit, Mg-kataforit* og *arfvedsonit*, titanmineralerne *ænigmatit*, *titanit* og *perovskit*, samt oxidmineralerne *kromit, magnetit, Mg-ilmenit* og *pseudobrookit* (Fig. 52). Hertil kommer, at mange alkaline mineraler utvivlsomt er blevet omdannet efter nedfaldet, og at mange flere mineralfaser endnu ikke er blevet fundet.

Askelagenes oprindelse

Efter erkendelsen af askelagene fulgte en langvarig diskussion af vulkanernes beliggenhed. Både Ussing (1904) og Bøggild (1918) mente, at udbrudsstederne lå 'i nærheden', da askekornene er op til 0,5 mm store. Men Ussing foreslog også, at vulkanismen kunne sættes i forbindelse med den udbredte tertiære vulkanisme i Nordatlanten og gjorde opmærksom på, at de enkelte askelag i moleret kan følges over store afstande. Askelagene blev efterfølgende fundet udbredt over store dele af Nordtyskland (Gagel 1907). De tyske askelag er mere finkornede end de danske, og Gagel konkluderede derfor, at udbrudsstederne måtte være meget langt borte, og placerede dem ude i Nordatlanten. Denne


A
+31
B
+31
C
+19
D
-17
skarvehage
-17
E
0,1 mm
-17
F
-19b
G
-19b
H
-33
I
-35

tolkning blev efterfølgende opgivet, fordi der ikke var kendskab til moderne vulkanudbrud, som havde sendt så grovkornet aske over så store afstande. Mange forfattere pegede på, at vulkanen kunne have været beliggende i Skagerrak. Pedersen *et al*. (1975) accepterede udbrudsstederne i Skagerrak men påpegede ligheden med basalterne på Færøerne, Island og Grønland og foreslog en forbindelse via en fejlslagen rift i Skagerrak. Seismiske profilinjer hen over tyngdeanomalien syd for Kristianssand har dog vist, at der ikke findes en tertiær vulkan på dette sted, og i dag accepteres en vulkanplacering i Skagerrak ikke.

Det var først, da olieefterforskningen i Nordsøen tog fart og viste, at askelagene er udbredt i offshore-områderne, at udbrudsstederne igen blev foreslået i Nordatlanten, nu i opbrydningszonen mellem Østgrønland og Færøerne (Fig. 4). I 1999 blev det vist, at lavasuccessionerne i Østgrønland og på Færøerne kan korreleres detaljeret (Larsen *et al*. 1999). Herefter har en petrologisk undersøgelse af de vulkanske askelags sammensætning vist, at man kan skelne fire stadier i udbrudsaktiviteten, som kan relateres til formodede udbrudssteder (Larsen *et al*. 2003). Stadium 1 (askelag –39 til –22) er basaltiske og rhyolitiske i sammensætning og stammer fra udbrudscentre på den nordvesteuropæiske sokkel. Stadium 2 (askelag –21b til –15) omfatter SiO_2-rige trakytter og dacitter, som kunne komme fra samme centre som (1), samt stærkt alkaline askelag (nefelinit og fonolit) som kan stamme fra Gardiner komplekset i Østgrønland. Stadium 3 (askelag –13 til –11) består af alkalibasalter. Stadium 4 (askelag +1 til +140) har basaltisk sammensætning med undtagelse af to rhyolitiske lag (+13 og +19) og repræsenterer meget store udbrud i lavvandede havområder i et gigantisk vulkansk system, som repræsenterer de første trin i dannelsen af Island og dermed åbningen af Nordatlanten gennem dannelse af ny havbund.

Adskillige askekorn har indre kugleformede hulrum, som er opstået fordi smelten indeholdt bobler af luftarter, som ikke undslap, før smelten størknede til glas (Fig. 52C). Glaspartiklernes morfologi viser, at alle de basaltiske askelag stammer fra udbrud i lavvandede områder (freatiske udbrud) (Pedersen & Jørgensen 1981), mens de sure eller stærkt alkaline askelag som f.eks. lag –17 snarere er fra primært eksplosive (pliniske) udbrud, der ikke behøver at have været i kontakt med vand. Nyere palæomagnetiske undersøgelser af Askeserien har vist, at hele Askeserien tilhører én revers magnetochron, C24r.

To af de vulkanske askelag (–17 og +19) har en distinkt kemisk sammensætning, som dels betyder, at de kan genkendes, dels at de ud over vulkansk glas indeholder mineraler, som kan dateres ved radiometriske metoder. Disse egenskaber betyder, at netop disse askelag har haft stor international bevågenhed. I 2007 blev askelag –17 dateret på ny, og dets alder (55,12 ± 0,12 millioner år, kalibreret til 55,39 ± 0,12 Ma) er identisk med alderen af et askelag i Skrænterne Formationen i Østgrønland (Heister *et al*. 2001, Storey *et al*. 2007). Skrænterne Formationen består af lavabænke og afspejler dermed vulkanudbrud på land. Askelag –17 er genkendt i en borekerne fra Atlanterhavet sydvest for Irland (DSDP Hole 550), og i den samme borekerne er PETM defineret. PETM ligger her i kort afstand under –17.

I Østgrønland og på Færøerne begyndte den vulkanske aktivitet for ca. 61 millioner år siden. De første 5 millioner år skete vulkanudbruddene på land, og da lavaen var af basaltisk sammensætning, har vulkanudbruddene kun dannet mindre askeskyer. Da kontinentopbruddet startede, skete der en intens forøgelse af magmadannelsen (se Storey *et al.* 2007), og i Østgrønland blev der aflejret en mere end 5 km tyk lavaserie på land; askeproduktionen herfra har dog været lav. Først derefter, da udbrudsstederne flyttede ud i den nydannede oceanbund, skete udbruddene på lavt vand. Indstrømningen af vand i magmaet skabte gigantiske, eksplosive udbrud, og det er asken fra disse, som nu findes som askelag +1 til +140 i moleret. Flytningen af udbrudsstederne ud i opbrydningszonen bevirkede også, at denne zone efterhånden byggedes op over havniveau, hvorved askedannelsen ophørte igen. Det store antal gigantiske udbrud, som vi ser afspejlet i Fur Formationens askelag, repræsenterer dermed en periode på relativt kort tid, hvor lavatilstrømningen stadig var stor, samtidig med at udbruddene skete på lavt vand.

Tidspunktet for starten af oceanbundsspredningen

◀ Fig. 52. Mikrofotos og et enkelt feltbillede af de vulkanske askelag. Lagnumre er angivet nederst til højre i hvert billede. Alle mikrofotos er i samme skala (målestok i E) og set i planpolariseret lys. A, B, I er tyndslib af cementsten, mens C, E, F, G, H er løse korn indstøbt i plastic. **A**, store kantede korn af brun basaltisk glas med blærerum, og sorte mikrokrystalline korn, i en matrix af radierende kalcitkrystaller. **B**, som A, tillige med strøkorn af plagioklas (grå, med tvillinglameller) og augit (rød); farverne skyldes delvist krydsede nicoller. **C**, farveløse, skarpkantede korn af rhyolitisk glas med delvist itubrudte blærerum. Den store lyse ring er et hul i indstøbningsmediet, der er fyldt med bittesmå mørke urenheder. De mørke kugler er luftblærer i præparatet. **D**, feltbillede af det let genkendelige lag –17: 4 cm tykt, gulforvitrende, gråt i frisk brud; laget er markeret af hvide stiplede linjer. **E**, brun krystal af magnesiokatophorit og farveløst glaskorn med omdannet randzone. **F**, rødbrun krystal af ænigmatit omgivet af bjergartsfragmenter med små krystaller. **G**, grøn prismatisk titan-ægirin omgivet af finkornede bjergartsfragmenter. **H**, farveløse rhyolitiske glaskorn i det meget finkornede lag –33. **I**, blegbrune basaltiske glaskorn med spor af blærerum, mørke mikrokrystallinske korn, og en farveløs plagioklaskrystal, i en matrix af calcit; bunden af laget ses til venstre i billedet. Foto Asger Ken Pedersen.

Faktaboks 17: De danske askelags rolle i dateringen af PETM
Når geologiske lags absolutte (numeriske) alder skal bestemmes, anvender man ofte én af tre metoder, eller en kombination af to metoder:

1) Radiometrisk datering. Nogle mineraler indeholder radioaktive grundstoffer, som henfalder til datterprodukter. Mængden af datterprodukterne er et mål for tiden, der er gået, siden grundstoffet blev bundet i mineralet. De vulkanske askelag i Fur Formationen kan dateres ved radiometriske metoder: $^{40}Ar/^{39}Ar$ metoden anvendes på K-holdige feldspatter og U/Pb metoden anvendes til datering af mineralet zirkon.

2) Cyklostratigrafi. Denne metode er baseret på, at Jordens bane omkring Solen og jordaksens hældning ændrer sig på tre forskellige måder, og dette resulterer i en cyklisk variation i mængden af sollys, som rammer en given breddegrad. Dette påvirker klimaet og kan derfor i nogle tilfælde aflæses som en variation i sedimenternes sammensætning. Disse cykliske, astronomiske variationer kan dermed omsættes til en tidsskala. Af særlig interesse er en variation af Jordens bane fra næsten cirkelformet til mere elliptisk omkring solen (kaldet eccentricitet) med en cyklicitet på en 405.000 år (Charles *et al*. 2011). Disse astronomiske cykler betegnes også Milankovitch-cykler efter den astronom, som først redegjorde for dem.

3) Aflejringshastighed. Såfremt en lagserie er aflejret med en jævn hastighed, kan tykkelsen af en lagserie bruges til datering i forhold til et punkt med kendt alder.
I de senere år har både astronomiske (cyklostratigrafiske) metoder og radiometriske dateringsmetoder været anvendt til at bestemme den absolutte alder af PETM. Den mest nøjagtige og præcise alder opnås ved at tælle aflejringscykler i sedimentære lagserier, hvor man kan identificere den meget stabile 405.000 års eccentricitetscyklus, som har en skønnet usikkerhed i cyklens maximum (eller minimum) på 20.000 år ved alderen 50 Ma (millioner år). Uheldigvis findes der et 'eocænt hul' i den cyklostratigrafiske succession i borekerner fra dybhavet. På grund af det eocæne hul har det ikke været muligt med sikkerhed at identificere 405.000 års eccentricitetscyklen i den 'flydende' del af den astronomiske tidsskala, som inkluderer PETM. Derfor konkluderede Westerhold *et al*. (2007), at der er tre mulige dateringer af PETM, hver adskilt af én 405.000 års cyklus, hvilket giver aldre på 55,53 Ma, 55,93 Ma og 56,33 Ma.

Den alternative metode til datering er en direkte datering af PETM ved hjælp af radiometriske metoder, eksempelvis ved $^{40}Ar/^{39}Ar$ datering af sanidin-feldspat eller U/Pb datering af zircon. Dette vil kræve, at man har 1) et lag af vulkansk aske med den rigtige sammensætning, og 2) at askelaget er præcist sammenfaldende med starten af CIE. Indtil nu har man ikke fundet et sådant askelag. Imidlertid er de danske askelag mindre end 1 mio år yngre end CIE, hvilket betyder, at radiometriske dateringer af asken i kombination med de relative aldre fra sedimentationsrater og/eller cyklostratigrafi kan bruges til at bestemme tidspunktet for starten af PETM. De to askelag, som er bedst egnet til $^{40}Ar/^{39}Ar$ datering, er lag −17 og +19, da de begge er rhyolitiske og indeholder mineralet sanidin, som er en K-rig feldspat. Storey *et al.* (2007) rapporterede oprindeligt en $^{40}Ar/^{39}Ar$ alder for askelag −17 på 55,12±0,12 Ma, som blev fundet ved kalibrering mod 'Fish Canyon sanidin' (FCs), som er en almindeligt anvendt standard. I denne sammenhæng er det vigtigt at lægge mærke til, at fordi $^{40}Ar/^{39}Ar$ er en relativ alder, vil de rapporterede aldre afhænge af den værdi, man giver standarden, og i dette tilfælde var FCs sat til 28,02Ma (efter Renne *et al*. 1998). Efter 2007 er der lavet to astronomisk baserede kalibreringer af FCs og disse viser, at alderen af FCs skal være højere (Kuiper *et al*. 2008, Rivera *et al*. 2011). Den i øjeblikket mest præcise alder er 28,172±0,028 Ma (Rivera *et al*. 2011). Ved at anvende denne værdi for FCs, får askelag −17 en ny alder på 55,39±0,12 Ma. Den relative forskel i alder mellem PETM og askelag −17 blev skønnet til 0,45 Ma ud fra sedimentationshastigheder (Storey *et al*. 2007). Samlet resulterer dette i en alder for PETM på 55,84 Ma, hvilket ligger inden for usikkerheden af den mere præcise astronomiske alder på 55,93 Ma som fremlagt af Westerhold *et al.* (2007).

Charles *et al*. (2011) anvender en lignende kombination af metoder ved at foretage en U/Pb datering af mineralet zirkon i askelag på Svalbard. Askelagene ligger over CIE, men inden for PETM. Ved at kombinere absolutte U/Pb aldre med relative Ar/Ar dateringer af askelagene ses det, at valgmulighed (2) hos Westerhold (55,93 mio. år) er den korrekte alder for starten af PETM. Charles *et al*. (2011) bestemmer en alder for PETM på 55,85 ±0,09 Ma, hvilket er inden for usikkerhedsintervallet.

i Nordatlanten er vurderet til 55,8±0,3 Ma (mio. år) (Storey *et al*. 2007) og $^{40}Ar/^{39}Ar$ aldersstandard kalibreringen i Rivera *et al.* (2011) (Faktaboks 17). Den voldsomme vulkanske virksomhed er sammenfaldende med PETM, hvis begyndelse nu vurderes til 55,9 Ma (Charles *et al.* 2011). Aldersangivelser baseret på $^{40}Ar/^{39}Ar$ er relative og måles i forhold til en standard (se Faktaboks 17). Om de danske askelags rolle i dateringen af PETM, se Faktaboks 17.

Moleområdets palæoklima, palæoøkologi og palæogeografi i Tidlig Eocæn

Palæoklima

De stabile ilt-isotoper viser en kortvarig, særlig varm periode i tidligste Eocæn (PETM). Denne varmetid kan følges over hele Jorden og er genkendt både på landjorden og i oceanerne, såvel ved overfladen som ved bunden. Temperaturen steg kraftigt i starten af PETM, hvorefter den aftog og blev mere stabil (McInerney & Wing 2011). Disse mindre ekstreme temperaturer indtraf allerede, mens den nedre del af Fur Formationen blev aflejret. Klimaindikatorer for Stolleklint Leret og Fur Formationen findes i de fossile fisk, insekter og planter. Mange af fiskene, både i Stolleklint Leret og Fur Formationen, er beslægtede med arter, der i dag lever i tropiske eller subtropiske havområder (se kapitlet om fisk). Henriksen undersøgte insektfaunaen i 1929 og konkluderede, at det eocæne klima har været tropisk med en gennemsnitstemperatur 10° højere end i dag. I nyere tid har en stor undersøgelse bekræftet, at insektfaunaen omfatter mange grupper, som i dag udelukkende lever i troperne og subtroperne (Rust 1999a). Hoch (1975) mente, at klimaet havde mindre temperatursvingninger og større nedbørsmængder, end det kendes fra subtropiske områder i dag. Buchardt (1978) analyserede temperaturændringer gennem Tertiær i Nordsøområdet.

Palæotropiske sporer og pollen findes kun i Stolleklint Ler. PETM-floraen i Sydengland er rig på bregner. Disse, samt forekomsten af trækul, tyder på hyppige brande. Mangrove-vegetation blev først etableret nogle millioner år senere, under det såkaldte ECO (Eocene Climatic Optimum), omkring 50-52 Ma (Collinson *et al.* 2003). Floraen i London Ler, som er fra ECO, tyder på at der nu fandtes mangrovevegetation og 'galleri-regnskov' langs floderne (Daley 1972), og at klimaet var fugtigt. Et varmt og fugtigt klima har været optimalt for de kemiske forvitringsprocesser, som omdannede vulkanske glas (aske og støv) til lermineraler (Christidis & Huff 2009).

Palæoøkologi

Fur Formationen, samt øverste del af Stolleklint Leret, rummer et stort antal terrestriske og marine fossiler (fugle, skildpadder, insekter, planter, sporer og pollen, fisk, hvirvelløse dyr, samt planktoniske alger), mens nogle marine dyregrupper er underrepræsenteret eller fraværende (se side 70, 95). Fiskefaunaen i både Stolleklint Leret og Fur Formationen er beslægtet med arter, der i dag lever i de frie vandmasser; kun de nutidige trompetfisk lever nær kysten, og ingen er typiske bundfisk.

Fossilerne i Stolleklint Lerets øverste del er mest benfisk, insekter og rejer. Halvdelen af fiskefossilerne udgøres af en 10–15 cm lang sildefisk. Insekterne omfatter torngræshopper, fårekyllinger, dagsommerfugle samt kæmpemyrer, cikader og skøjteløbertæger, som forsvandt efter varmeperioden PETM. Fossilerne i Fur Formationen omfatter fisk, skildpadder, samt sjældne muslinger, havsnegle, søstjerner og slangestjerner samt fugle og insekter. Den almindeligste fisk er den lille 'guldlaks'. De mange oceaniske fisk viser at vandet var dybere end under aflejringen af Stolleklint Ler. Faunaen i Stolleklint Leret er forskellig fra den i Fur Formationen, selv om nogle arter findes i begge aflejringer (Schultz *et al*. 2011).

Forholdene på havbunden

De sedimentologiske og palæontologiske undersøgelser konkluderede, at det laminerede moler måtte være aflejret på en havbund uden bundlevende dyr, forårsaget af, at bundvandet i lange perioder var meget iltfattigt eller iltfrit (se Faktaboks 6). Gravegangene og det strukturløse moler viser, at der i andre perioder har været tilstrækkeligt ilt til, at en bundlevende fauna kunne eksistere, men iltindholdet har aldrig været tilstrækkeligt til, at der kunne etableres en divers og talrig skalbærende bundfauna (Pedersen 1978, 1981, Bonde 1979).

Maksimal diatoméproduktion i moleområdet

Inden for et afgrænset havområde nåede mængden af diatomeer, som faktisk blev bevaret i sedimentet, et maksimum. De aflejrede skaller svarer muligvis kun til 3% af diatomeprodultionen i overfladen, men de betød, at moler havde en næsten fire gange så høj sedimentationshastighed som det jævnaldrende ler fra Ølst. Dette afspejler, at produktionen i de øvre vandmasser var meget større i moleområdet, hvilket kan have været favoriseret af lokale strømmønstre i havet eller af et flodudløb fra Skandinavien, som lokalt gav en forhøjet Si-tilførsel. Den relativt hurtige sedimentation af plankton (diatomeer) resulterede i et stort iltforbrug ved havbunden til nedbrydning af det organiske stof og skabte derved iltfattigt bundvand.

Palæogeografi

Landområderne

De omgivende landområder kendes ikke i detaljer, men fossilerne i Fur Formationen og Stolleklint Leret danner dog basis for en række tolkninger om plantevækst og fauna. Fund af flintesten i drivtømmer (Pedersen 1990, Heilmann-Clausen 2000, Madsen & Heilmann-Clausen 2001) tyder på, at der har været eksponeret kridt i de områder, som floderne afvandede. Nåletræer som rødtræ og *Araucaria* er repræsenteret ved adskillige fossiler, mens blade fra løvtræer er sjældne. Dette kan betyde, at nåletræer dominerede floraen, eller at kviste af nåletræer ikke blev nedbrudt så hurtigt under transporten. Spjeldnæs (1975) og Hoch (1975) argumenterede for, at der fandtes en mangrovevegetation langs kysten. På basis af insektfaunaen tolkede Larsson (1975) kystområderne som engstrækninger med langsomme vandløb og stillestående vand med krat- og buskvækst, men uden

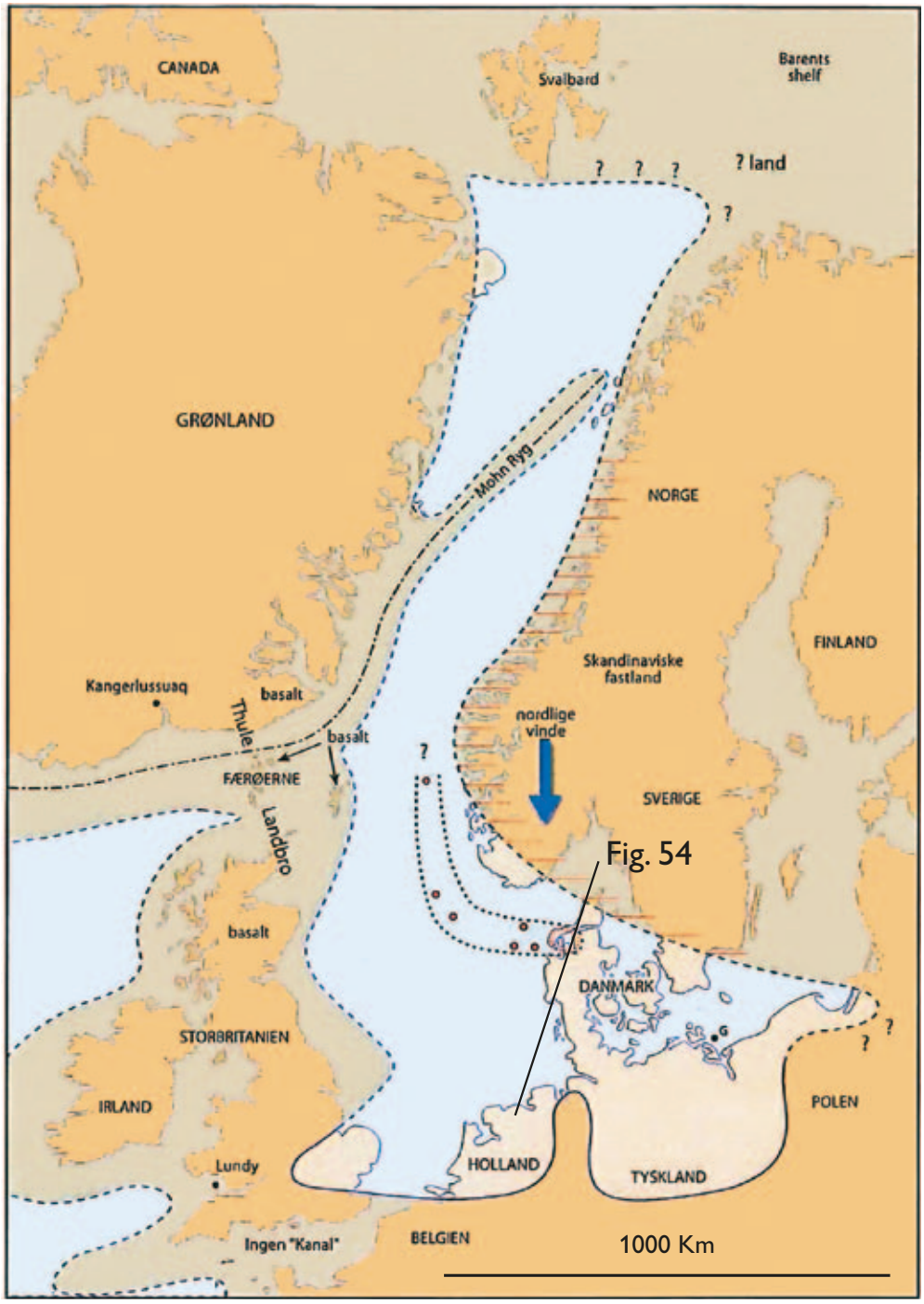


Fig. 53. Aflejringsmodel for Fur Formationen i en kystparallel zone med upwelling. Kortet viser en tolkning af Nordsøen som et indhav i tiden omkring overgangen mellem Stolleklint Ler og Fur Formation. Under aflejringen af Fur Formationen skete der en transgression (se teksten). Mellem Shetland Platformen og Østgrønland er Thule landbroen angivet. Området med diatomit er omkranset af prikker. Røde cirkler er boringer med diatomit. G = Greifswalder Oie. Placering af profil i Fig. 54 er angivet (efter Bonde *et al*. 2008).

egentlige skovområder. I sådanne områder har floderne formentlig væsentligst transporteret ler og silt.

Den vulkanske aske, der kendes fra de tydelige askelag, såvel som det usynlige vulkanske støv, må også have dækket landområderne i 'Europa' og være forvitret til de lermineraler (smektit), som findes i både Fur og Ølst Formationerne (Nielsen 1974, Pedersen *et al*. 2004). Ved Ølst er der aflejret ca. 5 m ler mellem askelag –17 og +138, og ved Silstrup er det tilsvarende moler ca. 20 m tykt (Andersen 1937b). Dette svarer til 6–7 m ler, under forudsætning af at lermineraler udgør ca. 33 % af moleret (Pedersen *et al*. 2004). Dette tyder på, at lermineralerne har været tilført med en eller flere floder, og at leret er fordelt jævnt over store områder af havbunden.

Kystlinien

Den præcise fordeling af hav og land i Tidlig Eocæn kendes ikke nord og øst for moleområdet, fordi de tertiære sedimenter er eroderet væk under den neogene hævning og de kvartære glaciationer. I moleområdet findes kun finkornede sedimenter, som er aflejret på forholdsvist dybt vand. Man kan derfor formode, at den nærmeste kystlinie har ligget mere end 100 kilometer nord og øst for området (Bonde 1979, Knox *et al.* 2010).

Vanddybder og havbundens relief

Vanddybden er vanskelig at bestemme ud fra sedimenterne. De fine partikler og den uforstyrrede lamination viser, at moleret er aflejret på stillestående vand. Der er ingen tegn på, at partiklerne blev omlejret af bølgebevægelser. Dette antyder en minimumsdybde på 50–75 m ud fra aflejringsmodellen (Fig. 54). Finkornet sediment kan imidlertid aflejres i meget forskellige miljøer, hvilket er en del af forklaringen på, at der er fremlagt meget forskellige tolkninger. Forchhammer (1835) tolkede Fur Formationen som en ferskvandsaflejring, idet han mente, at det er mere sandsynligt at finde insektfossiler i lakustrine end i marine aflejringer, og idet han bestemte de fossile fisk som ferskvandsformer. Tilsvarende nåede N.V. Ussing frem til at man "af disse forskellige organiske Levninger…kan… slutte.. at Moleret maa være aflejret ikke langt fra en Kyst og i roligt Vand, maaske i en lun Havbugt" (Ussing 1904: side 148). Denne tolkning blev støttet af Henriksen (1922), som fandt, at insekterne repræsenterer faunaen på en en strandeng og derfor formentlig var aflejret i en lagune i kort afstand fra kysten. I modsætning hertil sammenlignede S.A. Andersen (1937b, 1944) Fur Formationen med nutidige diatomitter, og nåede derved frem til at moleret var aflejret på ca. 2000 m vand, muligvis under stagnerende betingelser.

Fiskefaunaen i Fur Formationen tyder på, at vanddybden har været ganske stor, idet flere af fiskene er fra grupper, der i dag lever på 300–500 m vand (se Faktaboks 11). Store vanddybder, 300–600 m, er tolket for den underliggende Holmehus Formation og det overliggende Røsnæs Ler (Heilmann-Clausen 2006).

Kortet over dybden til kalkoverfladen (Fig. 3) viser en svagt skrånende flade overpræget af lokale højdestrukturer over saltdiapirerne. En havbund med et relief har ofte en dårligere cirkulation langs bunden og dermed en langsommere udveksling af bundvandet med de overliggende vandmasser. Dette kan fremme udviklingen af meget iltfattige forhold.

Kystparallel upwelling

Bonde (1979, 1987) har opstillet en aflejringsmodel for Fur Formationen (Fig. 53, 54). En sydgående, vinddrevet overfladestrøm i havet skabte en lang zone med upwelling parallelt med kysten og hermed gunstige livsbetingelser for diatomeerne og andet liv i den øverste del af vandsøjlen. Zonen med upwelling strakte sig et par hundrede kilometer ud fra den skandinaviske kyst (Fig. 53, 54). Havstrømmene blev drevet af dominerende nordlige vinde, påvist ved spredningen af asken ud over Nordvesteuropa. Modellen bekræftes af fund af diatomit i boringer i Nordsøen nordvest for Jylland (Thomsen & Danielsen 1995, Danielsen & Thomsen 1997). Muddersten i Balder Formationen i Viking Graven er cementeret med kisel, som kan stamme fra opløsning af diatomeer (Malm *et al.* 1984). Olieefterforskningsboringer langs Norges kyst nord for Stavanger og nordpå har påtruffet en diatomit, som er aflejret fra Sen Paleocæn frem til Tidlig Miocæn, og som er op til 800 m tyk (Neagu *et*

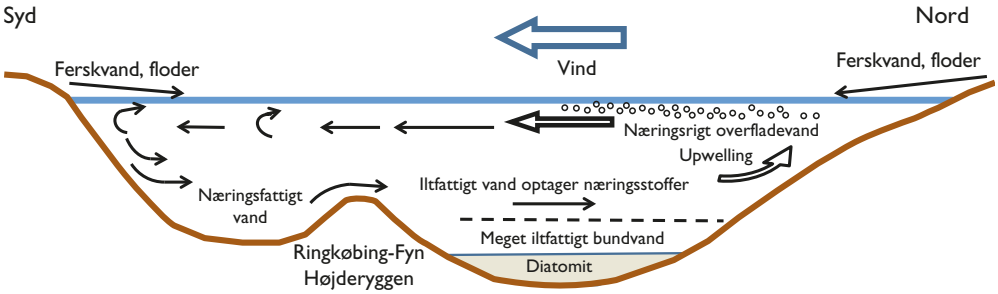


Fig. 54. Aflejringmodel for Fur Formationen, nord-syd gående profil, som viser dannelsen af iltfrit eller meget iltfattigt bundvand, og tilstrømningen af næringsrigt vand til overfladen efter Bonde 1979 og 1987.

al. 2010). I nutidige upwelling-zoner dannes der ofte et springlag i et par hundrede meters dybde af en kystparallel modstrøm. Herover recirkuleres størstedelen af næringsstofferne, hvilket er grunden til det rige pelagiske dyreliv ved overfladen. Tilmed kan dette ret stabile trelagede system fastholde en iltfattig, stagnerende vandmasse ved bunden (Bonde 1979). Glendonitkrystallerne viser, at molerhavet må have haft koldt bundvand. Alle fossiler og geokemiske parametre indicerer varmt overfladevand, og derfor må de to vandmasser have været adskilt af et springlag.

Et indhav i tidligste Eocæn

I tidligste Eocæn blev der i Nordsøen, og i det nuværende Danmark, overalt aflejret gråsort, lamineret ler (Stolleklint Leret og Sele Formation) i et mindre indhav, hvor vanddybden oversteg 100 m og hvor bundvandet var meget iltfattigt. Dinoflagellater af slægten *Apectodinium* trivedes på bekostning af mange andre arter af plankton. Den store opblomstring peger på, at floder tilførte næringsstoffer til algerne, men ferskvandet bidrog samtidig til at havets overfladevand fik nedsat salinitet. Dette ses af fund af transporterede ferskvands-alger af slægten *Pediastrum* i Stolleklint Ler (Willumsen 2004). I et varmt klima kan der opstå en relativt stabil lagdeling af vandsøjlen, hvor let overfladevand (høj temperatur, lav salinitet) ikke opblandes med tungere bundvand (køligere og mere salt) (Schmitz *et al.* 1996, Heilmann-Clausen 2006).

Forholdene ændredes mens den nedre del af Knudeklint Led blev aflejret (mellem askelag –33 og –19). I denne del af lagserien aftager *Apectodinium* i hyppighed og opblomstringen af diatomeer stiger hurtigt i molerområdet. Dette interval omfatter endvidere skiferlagene. Der er, som ovenfor beskrevet, tydelige forskelle mellem fiske- og insektfaunaerne i Stolleklint Leret og Fur Formationen. De mange nye oceaniske fiskearter peger på, at 'Nordsøen' fik dybere vand og bedre forbindelser med andre havområder. Denne ændring indtraf omkring askelag –19b, hvor både dinoflagellater og sporer–pollen ændredes samtidigt, og hvor Nordsøen i perioder havde forbindelse til andre havområder (Heilmann-Clausen 1982, Willumsen 2004).

I den overliggende del af Fur Formationen ses en udvikling fra tykke intervaller med lamineret moler i Knudeklint Led, til overvejende strukturløst moler i Silstrup Led (Fig. 10, 18). Dette viser, at meget iltfattige forhold fra at være hyppige og langvarige blev sjældnere og mere kortvarige. En tilsvarende udvikling ses i Østjylland og i Nordsøen. De iltfattige aflejringsmiljøer blev afløst af helt nye forhold i hele Nordsøbassinet da sedimenttypen skiftede til rødt ler med kalkskallet plankton (Horda Formationen, Røsnæs Ler Formationen) (Knox *et al.* 2010). Sporfossilet *Zoophycos* (Fig.11), som er karakteristisk i Holmehus Formationen, og som helt mangler i de overliggende lag, ses atter i den øvre del af Knudshoved Led (Håkansson & Sjørring 1982) og i de efterfølgende lag.

De kvartære aflejringer og glacialgeologiske forhold

Alle molerklinterne langs Limfjorden indeholder større eller mindre dele af den kvartære lagserie. Men ingen steder finder man den komplette succession, hvilket til dels skyldes, at aflejringsforholdene er meget varierende, og dels, at erosion og glacialtektonisk deformation har overpræget de oprindelige lagserier. I de begravede dale findes tykke enheder, som kun er repræsenteret ved tynde bænke i det glaciale landskab på siderne af dalene. De smeltevandssletter, som er dannet foran iskapperne er ikke geografisk sammenhængende og har forskellige aldre. Figur 55 viser den typiske lagfølge af de kvartære sedimenter i molerområdet. Her har mange af enhederne fået lokale navne i en række råstofrapporter. De lokale enheder kan korreleres med formationer, som er formelt opstillet (til højre i figuren). Se også Faktaboks 18: Kvartære aflejringer.

Elster og Holstein aflejringer

De ældste kvartære aflejringer, som med sikkerhed er bestemt inden for den vestlige Limfjordsregion, er marine aflejringer fra den sene del af Elster istiden og fra Holstein mellemistid omkring Venø Bugt. I Skærbæk Klint findes till-aflejringer fra Elster, men her er de stærkt forstyrret af en kompliceret glacialtektonisk overprægning.

Saale: Hesselbjerg formationen og tilknyttede aflejringer

Hesselbjerg formationen er en sandet till, som er en af de mest gennemgående till formationer i molerområdet (Fig. 56). Dens store indhold af kalk og flint stammer fra erosion i Thisteddomens kalkoverflade. Hvor den overlejrer Fur Formationen er der udviklet en moler-glacitektonit ved basis af tillen, som det ses i Feggeklit profilet (Pedersen 1996). Ved Harhøj, Nordmors, og på andre lokaliteter overlejrer den Sejerslev formationen, som er en 5–8 m tyk ældre smeltevandsserie. Hesselbjerg formationen tolkes som afsat af det dominerende isfremstød fra nord i første del af Saale istiden.

Weichsel istidens aflejringer

Da den sidste istid, Weichsel, indledtes for ca. 115.000 år siden, skete det ved en gradvis kuldeforværring over nogle tusind år. I moleområdet findes ingen aflejringer fra den forudgående Eem mellemistid (Houmark-Nielsen 2007). Eem-tidens skovklædte land blev afløst af 'mammutsteppen', og i moleområdet fandtes talrige søfyldte lavninger. Søaflejringer er op til 30 m tykke og sammenfattes i Bisgård led, opkaldt efter forekomsten ved Ejerslev (Pedersen 1998) (Fig. 55, 56, 57).

Først da klimaet blev koldest (det sidste glaciale maksimum) for ca. 30.000–20.000 år siden, blev der dannet glaciale aflejringer i det vestlige Limfjordsområde. På det tidspunkt var akkumulationen af is i de sydnorske fjelde blevet så stor, at isstrømmen spredte sig over den dybe del af Skagerrak, og dermed fik det nordlige Danmark sit første store isfremstød i sidste istid (Houmark-Nielsen & Kjær 2003).

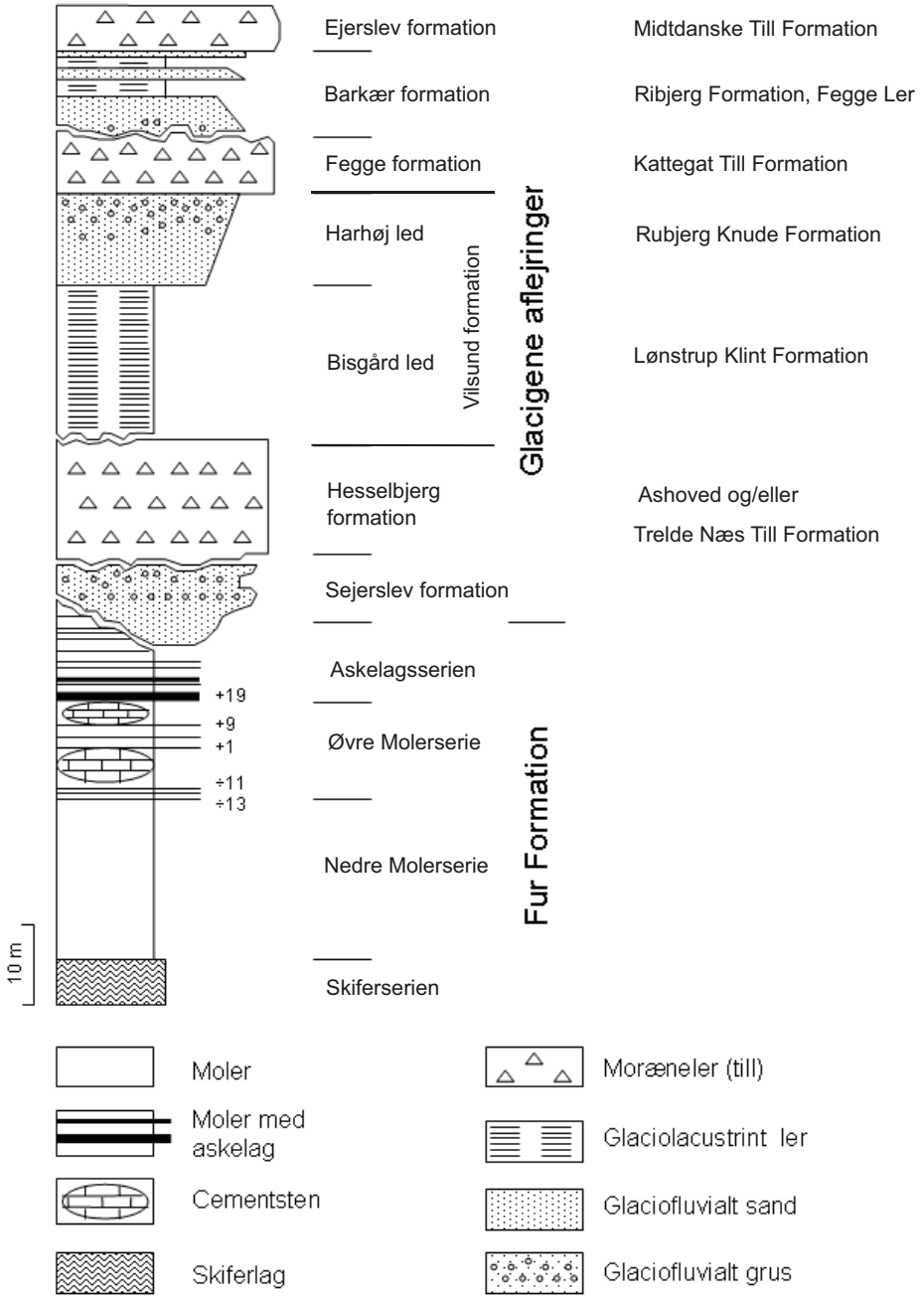


Fig. 55. Sammensat stratigrafisk log af de kvartære aflejringer, og deres relation til den underliggende Fur Formation på Nordmors. Enhederne i Fur Formationen er almindeligt brugt i råstofgeologisk sammenhæng. Den kvartære lagserie er inddelt i lokale litostratigrafiske enheder, som kan korreleres til formationer, som er opstillet nord og syd for moleområdet (Houmark-Nielsen 1999, 2007, Pedersen 2006).

Aflejringer afsat af den Norske Is

Isen spredte sig ned over Skagerrak, Vendsyssel, Limfjordens lavland og hele Kattegat-regionen, og benævnes nu Kattegat Isstrømmen (Houmark-Nielsen 2003). Betegnelsen den 'Norske Is' bruges også lokalt i Danmark (Pedersen 2006). Ledehorisonten i de aflejringer, som blev afsat under den Norske Is' fremstød er bundmorænen Kattegat Till. Da isfronten nåede det vestlige Limfjordsområde udgjorde lavningen mellem Thisted domen og Erslev strukturen et stort område med tykke søsedimenter (Bisgård led, Vilsund formationen) (Fig. 56, 57, 59). Disse sedimenter blev skubbet op af isen og danner nu bakkestrøget mellem Sundby og Flade, mens hullet, hvorfra de kom, nu udgøres af Thisted Bredning. Kattegat Till blev draperet hen over de opskudte bakker. På samme måde overlejrer denne till (Fegge formationen) de glacial-

Faktaboks18: Kvartære aflejringer

Elster (istid) og **Holstein** (mellemistid) (Jensen & Knudsen 1984, Jensen 1985, Korsager 2002)

Saale (istid), aflejringerne omfatter Sejerslev formationen samt Hesselbjerg formationen (se Fig. 55).

Eem (mellemistid) er ikke repræsenteret ved aflejringer i moleområdet.

Weichsel (istid), aflejringerne omfatter Vilsund formationen, Fegge formationen, Barkær formationen og Ejerslev formationen (Fig. 55).

Senglacial og **postglacial** (**Holocæn**), aflejringerne omfatter arktiske søer, strandvolde, hævet havbund.

Figur 55 præsenterer en række litostratigrafiske enheder, som er under bearbejdelse i forbindelse med udgivelsen af det geologske kort over Mors. Nogle af disse enheder har tidligere været beskrevet med andre litostratigrafiske betegnelser i råstofgeologiske undersøgelser.

Sejerslev formationen kendes bl.a. fra Nordmors (Harhøj, Hesselbjerg) og er ældre end Hesselbjerg formationen. Den er tidligere omtalt som 'Ældre smeltevandsserie' (Pedersen 1998)

Hesselbjerg formationen: Kalk- og flintrig till, 3–12 m tyk, rig på norske ledeblokke (Fig. 56). Tillen er også udbredt på det nordlige Salling og langs kysterne af Vilsund. Store mængder af kalk og flint på stranden skyldes erosion i Thisteddomens kalkoverflade. Ved Silstrup Hoved (Fig. 1) ses en bundmoræne, som indeholder flager af kalk.
Hesselbjerg formationen tolkes som afsat af et isfremstød fra nord i første del af Saale istiden. Dette isfremstød nåede ned til Drenthe i Holland, og derfor refererer man til Drenthe fasen i Saale. Ifølge den Internationale Stratigrafiske Kommission er alderen af Saales begyndelse knap 400.000 år før nu. Det har været en meget omfattende nedisning, hvor hele Nordsøen har været dækket af et 'norsk' isfremstød.

Vilsund formationen omfatter ler, silt, sand og grus, som blev aflejret i søbassiner, som blev dannet efter bortsmeltning af Saale-istidens iskapper eller foran den fremrykkende Norske Is i Weichsel. Vilsund formationen omfatter Bisgård led og Harhøj led (Fig. 56, 57, 59). Bisgård led består af ler, som overlejres af mere grovkornet sediment (Harhøj led) (Pedersen 1998).

Fegge formationen er den lokale repræsentant for **Kattegat Till Formationen**, aflejret af den Norske Is. Fegge formationen er kendt fra de fleste kystblotninger samt fra Ejerslev Molerfelt (Pedersen 2000a). I opmålingen af Fegge Klit er den betegnet 'Mellemste moræneler, till unit 2' (Pedersen 1996).

Barkær formationen omfatter varvigt ler med indslag af smeltevandssand aflejret i den korte isfri periode mellem den Norske Is og den Svenske Is. Det varvige ler er tidligere beskrevet som Fegge Ler og er dateret til 24.000–21.000 år før nu (Hundahl 1997, Houmark-Nielsen 2003) (se Fig. 58).

Ejerslev formationen er den lokale repræsentant for **Midtdanske Till Formation**, aflejret af den Svenske Is (Houmark-Nielsen & Kjær 2003, Pedersen 2006).

Fig. 56. Hesselbjerg formationen overlejres af glaciolacustrint ler og finsand tilhørende Bisgård led, Vilsund formationen. På grund af glacialtektonisk deformation hælder lagserien mod nord (venstre i billedet). Kystklint på Mors, ca. 1,6 km syd for Vilsundbroen. Foto Stig Schack Pedersen.

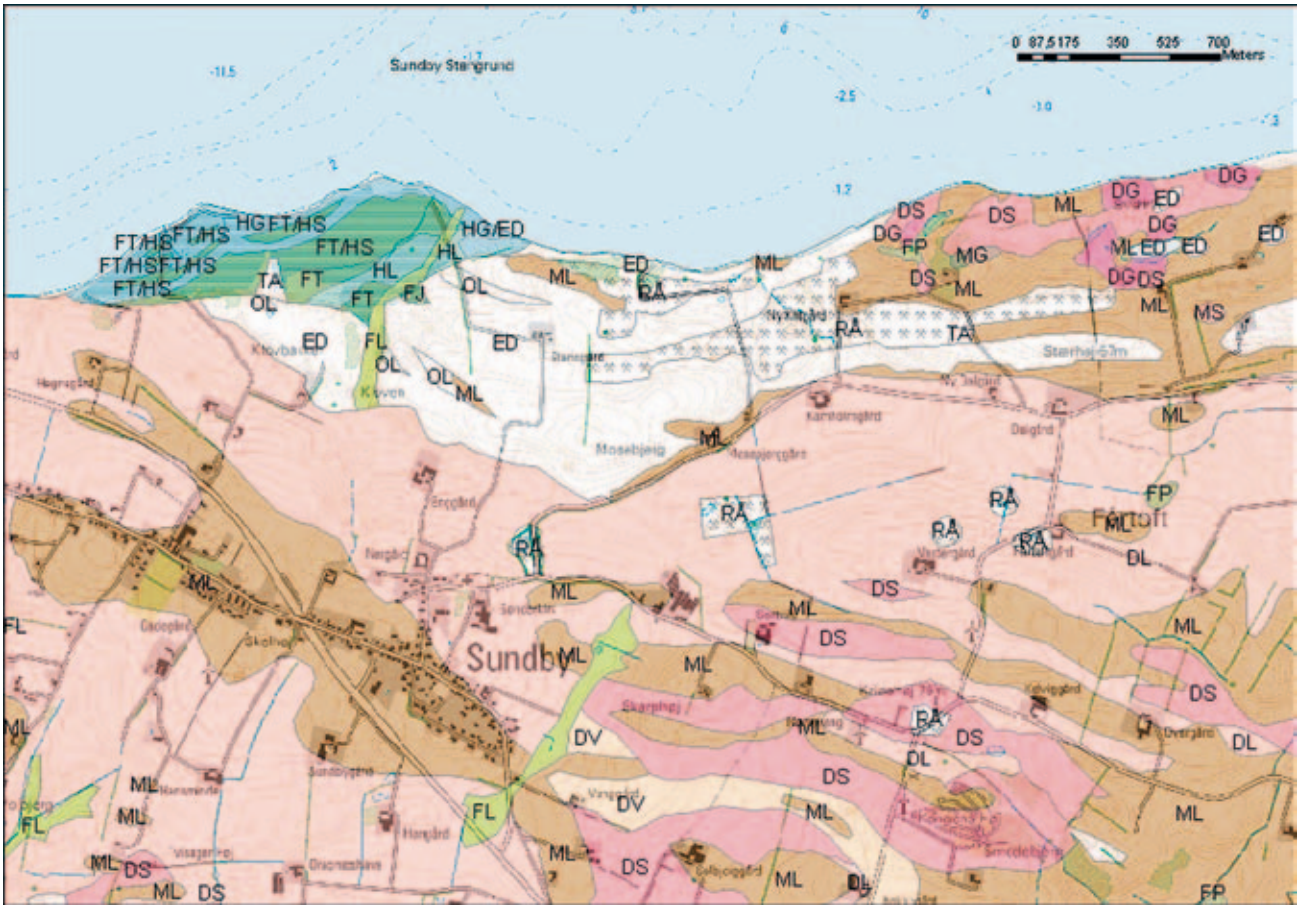


Fig. 57. Geologisk kort over bakkedraget nord for Sundby, Mors. Det glaciolakustrine ler (Bisgård led, DL, lys rød farve) kan følges fra Vilsund til Flade, mere end 10 km øst for kortudsnittet. Leret dækker hele bakkeskråningen ned over Fårtoft, og dannede tidligere basis for teglværksproduktion. Øvrige forkortelser er ED=moler, OL=oligocænt ler, ML=moræneler, DS=smeltevandssand, DV=vekslende lag af sand, silt og ler, FT= ferskvandstørv, HS/HG= marint sand, RÅ=råstofgrav. Fra Mosebjerget til Stærhøj er grænsen mellem moler (ED) og teglværksler (DL) styret af en glacialtektonisk overskydning. Udsnit af den systematiske jordartskortlægning 1:25.000 af Mors, GEUS 2010.

teknotoniske komplekser på Feggeklit og i Ejerslev molerfelt. Fegge formationen er benævnt mellemste moræneler (Till unit 2) i opmålingen af Feggeklit (Pedersen 1996).

Da den Norske Is havde overskredet bakkerne på det nordlige Mors, og da ispresset var begyndt at forskyde skiver af Fur Formationen op i et glacialtektonisk kompleks i bakkekronen på Fur, stod isen ved en midlertidig isrand, hvorfra smeltevandet fossede mod syd. Smeltevandet aflejrede sand og grus, som udnyttes i de mange grusgrave ved Sindbjerg på det sydlige Mors (Fig. 60). Syd for bakkekronen på Fur findes en tilsvarende tyk smeltevandsserie, som uformelt er kaldt Anshede formationen (Pedersen 2000b). Der blev endvidere afsat tykke lag af smeltevandssand og -grus på det nordlige Salling. På Fur udfylder Anshede formationen en SV-NØ gående begravet dal. I dalen er den 60 m tyk (GEUS, Jupiter database), hvorimod tykkelsen kun er 20 m, hvor smeltevandsaflejringerne er blottet langs de nordlige kystklinter (Pedersen & Jakobsen 1993). Den Norske Is nåede frem til sin maksimale udbredelse ca. 27.000 år før nu. Isranden stod da lidt syd for Bovbjerg og strøg herfra mod øst til det sydlige Mols, over Kattegat til Hundested og videre hen over Hven (Houmark-Nielsen 2003, Pedersen 2006). Herfra smeltede iskappen hurtigt tilbage til sin tidligere position i den nordlige del af Skagerrak (Houmark-Nielsen & Kjær 2003). For ca. 26.000 år siden var den Norske Is smeltet tilbage og 4–5000 år senere rykkede den Svenske Is frem. I dette tidsrum blev der aflejret ler og sand i lokale søbassiner. Smeltevandsaflejringerne udgør Barkær Formationen, som inkluderer Fegge leret (Fig. 55, 58).

Aflejringer afsat af den Svenske Is

Kulminationen af det sidste glaciale maksimum er sammenfaldende med det største isdække over Danmark i Sen Weichsel. Iskappen strakte sig til Hovedopholdslinien og dette isfremstød er kaldt 'Hovedfremstødet' (Houmark-Nielsen *et al*. 2006). Isdeleren på den Skandinaviske Iskappe bevægede sig mod øst, og isbevægelsen over Danmark havde retning fra NØ mod SV. Da kildeområdet for denne is lå i det centrale Sverige refererer vi i Danmark til den Svenske Is (Pedersen 2006). Den mest markante ledehorisont for denne isoverskridelse er Midtdanske Till, som dækkede ca. tre fjerdedele af Danmarks landareal.

I råstofgeologiske rapporter fra det nordlige Mors er der beskrevet en række lokale enheder (se Fig. 55). Fegge formationen blev aflejret af den Norske Is, og Ejerslev formationen af den Svenske Is. Mellem disse to enheder af moræneler findes hyppigt tynde lag af smeltevandssand og -ler, som er blevet beskrevet som Barkær formationen. På Feggeklit er Fegge formationen og Ejerslev formationen adskilt af en 6 m tyk glaciolakustrin enhed tidligere kaldt Fegge Ler (Barkær formationen i Fig. 58), der har givet en alder på ca. 21.000 år før nu ved termoluminescensdatering (Houmark-Nielsen & Kjær 2003). Lignende issø-aflejringer kendes fra Skærbæk (Nordmors) og fra vestky-

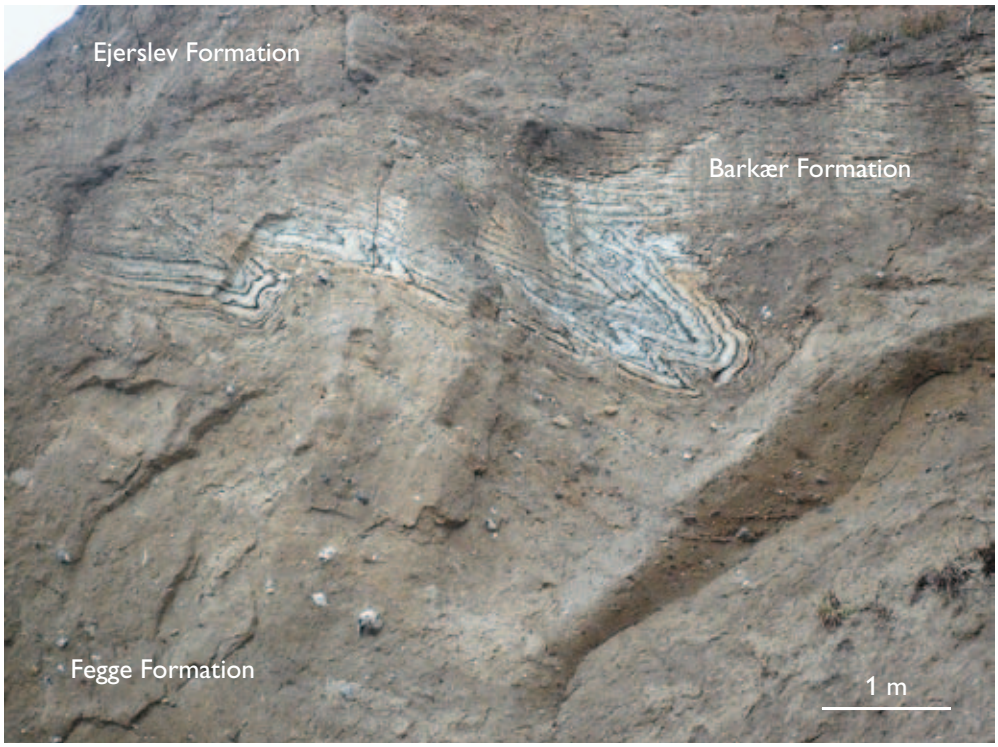


Fig. 58. Varvigt smeltevandsler, Fegge leret (Barkær formationen), afsat imellem det norske og det svenske isfremstød. Det sidste isfremstød skabte den intensive foldning. Den zigzag-stribede foldestil skyldes den ensartede lagdeling af det varvige sediment. Fegge Klit. Foto Stig Schack Pedersen.

sten af Salling og de har givet aldre på 22–26.000 år (Houmark-Nielsen & Kjær 2003). Den Svenske Is dækkede Nordjylland i et par tusind år, og omkring 19.000 år før nu blev Nordjylland igen isfrit og isranden var smeltet tilbage til Kattegat (Krohn *et al*. 2009, Sandersen *et al*. 2009). Disse hurtige skift i fordelingen af land, hav og isdækkede områder er illustreret på en række kort (Fig. 13-48,13-51 og 13-56 i Houmark-Nielsen *et al*. 2006). Den Svenske Is var stærkt erosiv. Mange steder i bakkelandet har den dannet en næsten plan horisontal flade, som skærer tidligere deformerede lagenheder. Over erosionsfladen er aflejret en meget ensartet bundmoræne (Ejerslev formationen), som er ca. 2 m tyk. Hvor isen har afhøvlet antiklinalstrukturer af foldet moler, er der ved sålen af tillen dannet moler-glacitektonit, en breccie med angulære klaster af moler med tykkelse på ca. 1 m, der aftager jævnt i tykkelse bort fra kildeområdet (Fig. 61).

De senglaciale aflejringer

På sydsiden af Furs bakkekrone er der afsat senglacialt ekstramarginalt sand som en hængende terrasse (Gry 1979). Enkelte steder på det nordlige Salling observerede Gry åse, som nu er bortgravet. Disse

Fig. 59. Det varvige smeltevandsler (Bisgård led) er vidt udbredt i bakkerne omkring Flade, Bjergby og Sundby på Nordmors. Her danner det ofte udskridninger (landslides) ud mod Thisted Bredning. Folderne på billedet er dannet ved udskridning, og således ikke ved glacialtektonik. Skred ved Gullerup (se Pedersen 1987).
Foto Stig Schack Pedersen.

Fig. 60. Sand og grus aflejret af smeltevandsfloder foran den Norske Is i Weichsel. Grusgrav ved Sindbjerg på det centrale, sydlige Mors. Disse grovkornede sedimenter er samtidige med Vilsund formationen.
Foto Stig Schack Pedersen.

sand- og grusaflejringer stammer fra isens tilbagesmeltningsperiode, hvor de lavere dele af Limfjordsområdet stadig var dækket af dødis. Da isen endelig var smeltet begyndte pionervegetationen heriblandt polarpil, at indfinde sig. Ved Skærbæk på det nordlige Mors er en af disse senglaciale søer blevet dateret til ca. 14.300 år (Korsager 2002, Korsager *et al*. 2003, Houmark-Nielsen & Kjær 2003). Dette er den ældste datering af den rensdyrsteppe, som havde spredt sig over det vestlige Limfjordsområde, under istidens slutning.

Rødstenen

Rødsten er smeltevandssand og -grus, som er sammenkittet af jernforbindelser (FeOOH, limonit og goethit) (Fig. 62). Rødsten er dannet i smeltevandsgruset i næsen af overskydningen på Hanklit, og i grus neden for bakkekronen på Fur. Store blokke af rødsten findes stedvis langs kysten. Dannelsen af rødsten skyldes udvaskning af pyrit fra moleret. Det opløste jern blev transporteret med grundvandet til kildeudspring for foden af bakkerne, hvor jernet udfældedes ved oxidation. Processen må formodes at foregå i postglacial-tiden efter at permafrosten er forsvundet, således at der har været en fri grundvandsstrømning. En tilsvarende type proces kan iagttages ved den nordlige ende af Hanklit, hvor kildekalk cementerer smeltevandssandet.

Molerklinternes strukturgeologi – et glacialtektonisk værksted

"De istektoniske forhold i moleret …" var titlen på den publikation hvormed dr. phil. Helge Gry, statsgeolog ved Danmarks Geologiske Undersøgelse, lagde grundstenen til den glacialtektoniske forståelse og anvendelsen af den strukturelle analyse, ikke alene af klinterne ved Limfjorden, men generelt af de isfoldede lag i Danmark (Gry 1940, Pedersen 2006, 2008a). I anledning af grundlæggelsen af det geologiske museum på Fur skrev Gry (1965) en afhandling om Furs geologi, hvori han publicerede et tværprofil af Fur Knudeklint. Nogle år senere brugte stud. scient. Stig A.S. Pedersen tværprofilet ved konstruktionen af det første balancerede tværprofil af et strukturelt kompleks i Danmark. At konstruere et balanceret tværprofil vil sige at foretage en tilbageskrivning af lagene til en position før deformationen, og efterfølgende forklare de enkelte trin i den dynamiske udvikling. Det balancerede tværprofil blev udstillet i 1972 på Fur Museum, hvor det til stadighed giver de besøgende indsigt i opfoldningen af moler og askelag.

Opfoldede bakker

Til den strukturelle analyse hører også beskrivelsen af folder og konstruktionen af foldeakser. Gry (1940) demonstrerede, hvordan man ved at måle hældning og strygning på molerfoldernes flanker kan konstruktuere foldeaksens orientering. Gry konkluderede endvidere, at isbevægelsens retning kunne bestemmes

Fig. 61. Glacitektonit, Ejerslev molergrav. De kvartære lag er skudt op fra NØ (fra højre mod venstre i billedet), og isen har breccieret Fur Formationens øverste lag. Målestok inddelt i 20 cm intervaller. Foto Stig Schack Pedersen.

som vinkelret på foldeaksens retning, vel at mærke hvis man vidste, fra hvilket verdenshjørne folden var skubbet op (Fig. 63). Dette forhold udredes ved foldens geometri i et tværsnit vinkelret på foldeaksens retning. I moleområdet vil folderne typisk være overkippet, hvilket betyder, at isbevægelsen har været i samme retning, som kipningen er foregået. At forstå foldernes geometri og forløbet af foldeaksens retning er som at forstå den interne opbygning af landskabet. Den tydeligste sammenhæng mellem indre opbygning og ydre form findes ved at sammenligne det geologiske tværsnit af Hanklit med de langstrakte bakker i Flade Klit. Foldeaksen på Hanklit har retningen Ø–V, og man kan let forestille sig, hvordan denne struktur fortsætter fra Hanklit hele vejen østover gennem Flade Klit, en strækning på 8–10 km (Klint & Pedersen 1995). Et så imponerende langstrakt bakkeparti kan let sammenlignes med en lille bjergkæde, dog med den forskel, at moleområdets bjergkæder er dannet ved isens skub, glacialtektonik, i modsætning til de tektoniske bjergkæder, der er dannet ved litosfærepladernes kollision.

Proglacial og subglacial deformation

Inden for glacialtektonikken må man skelne mellem to typer af deformation: den proglaciale og den subglaciale deformation, henholdsvis foran isen og under isen. Et instruktivt eksempel på proglaciale forhold blev dokumenteret ved undersøgelse af den vestlige del af Bakkekronen på Fur (Manhøj molergrav). Her havde molerfirmaerne fået problemer med forekomst af kvarts-gruskorn midt i moleret. En undersøgelse af forholdene påviste tilstedeværelsen af iskiler, som fra overfladen af Fur Formationen strakte sig 10 m ned i moleret. Dette viser tydeligt, at toppen af Fur Formationen var permafrossen umiddelbart før, og under, opskydningen (Pedersen & Petersen 1988). Var deformationen foregået subglacialt ville der ikke være permafrost, da iskappen isolerer og forhindrer etablering af permafrost. Selv om isen har skubbet en israndsbakke op foran sig, er det ikke ensbetydende med, at isbevægelsen derfor stopper. Hyppigst observerer man, at isen er fortsat op over israndsbakken, og at bakkerne er blevet fladtrykt og draperet med det materiale, som isens sål har høvlet af. Bjergarten, som er dannet ved, at materiale fra toppen af antiklinalerne er blevet tværet ud over landskabet, betegnes glacitektonit (Pedersen 1988) (Fig. 61).

Overpræget glacialtektonisk deformation

Proglacial deformation vil ofte være overpræget af subglacial deformation. Faktisk har det været muligt i moleret at opstille en hel sekvens af overprægede deformationer (se Faktaboks 19). Det er ikke kun ved sekventiel, progressiv glacialtektonisk deformation knyttet til et enkelt isfremstød, at man finder overpræget deformation. Da moleområdet har været overskredet af mindst to isfremstød i sidste istid og tillige var overskredet af isfremstød under forrige istid, er det forventeligt, at overprægede strukturer, som f.eks.

Fig. 62. Rødsten, smeltevandssand og –grus, som er cementeret med jernoxider og hydroxider (limonit, goethit). Nordkysten af Fur. Foto Stig Schack Pedersen.

Faktaboks 19: Glacialtektonik

Proglacial og subglacial deformation

Ved proglacial deformation forstås deformation foran isen forårsaget af et fremadrettet pres fra vægten af den fremrykkende is. Opfoldningen af bakkelandskabet med dets interne folder og overskydninger er resultatet af denne type deformation (Pedersen 1987, 1989, 1993, 1996, 2000a, 2011, Aber *et al*. 1989, Klint & Pedersen 1995). I modsætning hertil foregår subglacial deformation under sålen af den fremrykkende is og forårsages af forskydningsspændinger langs bunden af iskappen.

Glacitektonit

Glacitektonit er et opbrudt, delvis knust sediment (Fig. 61). En tektonit er en knust bjergart, som er dannet under deformation, og en glacialtektonisk deformation resulterer derfor i en glacitektonit. Molerområdet har fungeret som værkstedsområde for opstillingen af glacitektonit, og den mest perfekte moler-glacitektonit forekommer i toppen af Feggeklit, hvor den kan følges over en afstand på ½ km (Pedersen 1996). Moler-glacitektonit betegnes lokalt som brokket moler.

Overpræget glacialtektonisk deformation knyttet til ét isfremstød

Sekventiel, progressiv glacialtektonisk deformation betegner den fremadskridende rækkefølge af deformationer foran isen. I den tidligste fase dannes lavvinklede overskydninger, som afløses af overskydninger med større og større vinkel. Nogle af de tidligst dannede lavvinklede overskydninger er udviklet som konjugerede sæt af forkastninger, og i en senere fase blev disse medfoldet af opretstående folder (Pedersen 1996). Den seneste deformation medfører stejlthældende rampeoverskydning, inden den subglaciale deformation med dannelsen af glacitektonit lægger låg på deformationsudviklingen (Pedersen 1993, 1996, 2000a).

Konstruktion af balancerede tværprofiler

At konstruere et balanceret tværprofil vil sige at foretage en tilbageføring af lagene til deres position før deformationen, og efterfølgende forklare de enkelte trin i den dynamiske udvikling. Konstruktionen af balancerede tværprofiler var omkring 1970 blevet et meget vigtigt emne inden for strukturgeologi (Dahlström 1969, Suppe 1985). Under balanceringen skal geologerne redegøre for alle detaljer i den fremadskridende udvikling fra den udeformerede, vandretliggende lagpakke frem til slutresultatets foldninger og forskydninger. Uforudsete delbevægelser kan afsløre skjulte eller oversete strukturer i undergrunden. Konstruktionen af balancerede tværprofiler har siden 1995 indgået i de strukturgeologiske studier af molerklinterne. Udredningen af den dynamiske udvikling af Hanklit afslørede, at en tidligere tolket synklinal (Andersen & Sjørring 1992), hvis interne struktur var dækket af sandskred i den nordlige ende af tværprofilet, ikke stemte overens med balanceringen (Klint & Pedersen 1995). I den balancerede tolkning blev den bageste del af Hanklit-skiven overskudt af Salgerhøj-skivens frontale del, altså en helt anderledes tolkning af opbrudte skiver, som ligger taglagt oven på hinanden, end den tidligere tolkning baseret på en bøjefold model. Nogle år senere blev den tolkede overskydningszone mellem Salgjerhøj-skiven og Hanklit-skiven verificeret ved et nyt skred i klinten.

De nyeste undersøgelser inden for den glacialtektoniske forskning af moleret har kombineret geofysiske målinger af havbunden ud for Fegge med konstruktion af et balanceret profil gennem de foldede lag i klinten (Espensen 1994). Ved kombinationen af disse metoder er det muligt at tolke molerlagenes strukturer 100 m under havniveau. Et andet spændende resultat af en balancering foreligger fra Silstrup Klint, hvor décollementplanet under 'Firkanten' er blevet beregnet til at ligge i samme dybde som overskydningsstrukturen ved Hanklit.

Hvor dybt går den glacialtektoniske deformation?

Ved hjælp af balancerede tværprofiler er det også muligt at tolke dybden til décollementniveauet, altså den dybde hvor forskydningsbevægelsen foregik. Dette kan demonstreres med et godt eksempel fra det 800 m lange og 25 m høje Feggeklit profil. Molerklinten på Feggeklit viser et snit gennem de flotteste tæppefolder. Foldernes geometri kan betegnes som parallelle bøjefolder, hvor de sorte askelag som en bøjet stregkode kan følges op og ned i antiklinaler og synklinaler gennem hele profilet. Da man kan gå ud fra, at deformationen er foregået således, at arealet i de opfoldede antiklinaler svarer til det areal, som er forkortet ved sammenpresningen af lagserien, kan man ved beregning af forkortelsen og udmåling af antiklinalernes areal beregne dybden til décollementniveauet. Dybden til décollementniveauet er beregnet til at være ca.80 m, hvilket svarer den forventede dybde til den bentonitholdige Holmehus Formation. Dette svarer fortrinligt til, at bentonit, som er et næsten creme-agtigt materiale, er det oplagte smøremiddel for deformationen (Pedersen 1996).

dobbeltfolder, vil optræde i moleområdet. Dette er da også tilfældet. Omkring 1980 blev der i Skarrehages sydlige molergrav, den der ligger lige over for Molermuseet på Mors, blotlagt det flotteste eksempel på en dobbeltfold (Fig. 64). Strukturen er markeret af forkislede skiferlag mellemlejret af askelagene –19 til – 24. Fra toppen af graven er det let at se, at dobbeltfoldens geometri svarer til en pilespidsstruktur, der netop dannes, hvor en overkippet fold med et moderat hældende aksialplan bliver genfoldet i opretstående folder med en foldeakse vinkelret på den første foldnings foldeakse. Afslutningsvis blev strukturen skåret af et horisontalt plan, i dette tilfælde molergravens bund, hvorved pilespidsstrukturen aftegnes som et grafisk mønster (Pedersen 1982, 2000a).

Pilespidsstruktur

Igennem de mange år molergravningen har fundet sted ved Skarrehage har der været observeret eksempler på dobbeltfoldning. Den sydligste molergrav (Lynghøj) bestod udelukkende af én stor dobbeltfold, som skabte en dome, der er blevet bortgravet. Profilerne i tre af den tidligere molergravs vægge står tilbage, og her kan man stadig konstatere foldeakser, som henholdsvis dykker mod øst og vest, bøjet om en akse med retningen NNV–SSØ (Pedersen 2005). Interessen for foldeaksens retning blev senest aktuel ved en vurdering af fremtiden for Molermuseet på Mors. Var der, eller var der ikke, brydeværdigt moler under museumsbygningen og Skamols gamle direktionsbygning overfor (Det gule Hus)? Undersøgelserne af foldeaksernes forløb og foldernes geometri viste, at begge bygninger lå oven på synklinaler, hvilket implicerer, at der er mere end 25 m ned til anvendeligt moler. Begge bygninger blev derfor foreløbigt bevaret.

Sammenfatning

Moleområdet er enestående ved sin kombination af sedimenter, vulkanske askelag, fossiler og glacialtektonik. Denne afhandling fokuserer på dannelsen af Fur Formationen og det underliggende Stolleklint Ler, samt på den efterfølgende glacialtektoniske deformation af disse aflejringer.

Sedimenterne i fokus er Stolleklint Ler (nederste del af Ølst Formationen) og den overliggende Fur Formation. Denne lagserie er ca. 60 m tyk. Stolleklint Ler er mørkegråt lamineret ler, aflejret i en kortvarig drivhusperiode, PETM, som nu er defineret som be-

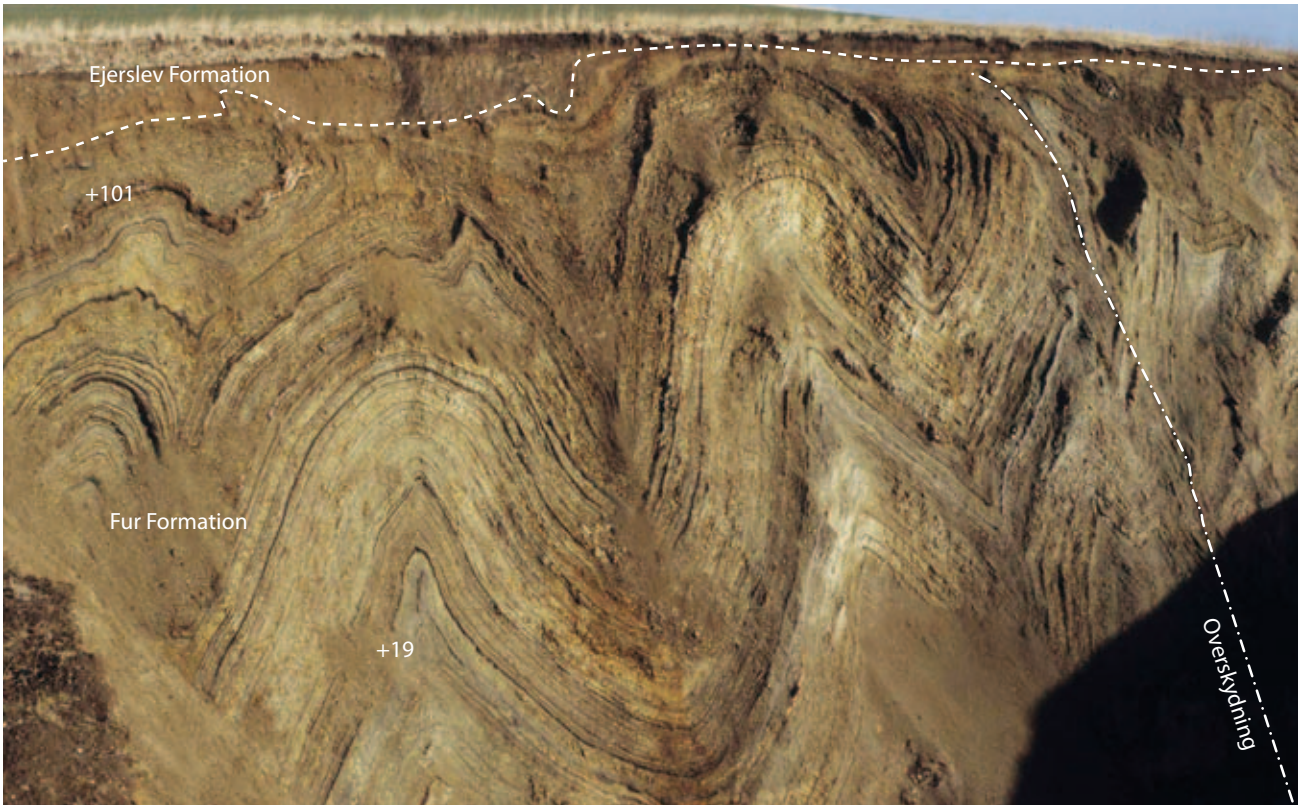


Fig. 63. Glacialtektonik. Foldet lagserie, molergrav ved Ejerslev. Folderne viser istryk fra NØ (fra højre mod venstre i billedet). Numrene på de vigtigste askelag er vist. De foldede lag overlejres af en till (Ejerslev formationen), som skærer Fur Formationen diskordant. Højden af profilet er ca. 30 m. Foto Stig Schack Pedersen.

gyndelsen af Eocæn. PETM har relevans for aktuelle diskussioner om hurtige klimaforandringer. Stolleklint Lerets øverste del indeholder den rigeste fauna af fisk, krebsdyr og insekter, som man kender fra PETM. Begyndelsen af PETM er senest dateret til 55,9 millioner år. Fur Formationen er en leret diatomit, aflejret umiddelbart efter PETM. Den indeholder kalkkonkretioner med en usædvanlig komplet bevaring af fossiler, hvilket gør formationen til et 'Konservatlagerstätte'. Der er opstillet en model for aflejring i et havområde med kystparallel upwelling. En serie på ca. 200 genkendelige (nummererede) vulkanske askelag er indlejret i Stolleklint Leret og Fur Formationen.

De vulkanske askelag er vindtransporterede med vulkanske kildeområder på den nordvesteuropæiske shelf, i Østgrønland og i opbrydningszonen i Nordatlanten mellem Grønland og Nordvesteuropa. Askelagene kendes i lagserier fra Nordatlanten, Nordsøen, og store dele af Nordvesteuropa. Askelagenes petrologi viser udviklingen af en vulkanprovins gennem ca.1 million år. Askelagene tillader en usædvanligt præcis korrelation over et stort område og indgår i absolutte dateringer af Paleocæn–Eocæn grænsen.

Fossilselskabet omfatter marine såvel som terrestriske fossiler. Selskabet er unikt ved at indeholde fisk, fugle, krybdyr, insekter- og plantefossiler, og indeholder endvidere mikrofossiler i form af bl. a. diatomeer, dinoflagellater, sporer og pollen. Dette giver mulighed for at korrelere miljøændringer på land og i havet. Fossiler og sedimenter peger på aflejring i et næsten lukket indhav, der undergik ændringer mht. størrelse og vanddybde. Fossilselskabets store diversitet og unikke bevaring belyser sammensætningen af fauna og flora under og umiddelbart efter PETM og ca. 10 millioner år efter den store masseuddøen på Kridt–Tertiær grænsen.

Glendonit, calcitpseudomorfoser efter ikait, optræder som krystalaggregater, der kan blive op til 1,5 m store. Forklaringen af deres dannelse vil belyse temperaturforholdene ved havbunden og sedimenternes tidlige diagenese.

Glacialtektonik kan ses i alle kystklinter og molergrave. Eocæne, oligocæne og kvartære aflejringer opbygger glacialtektoniske komplekser karakteriseret af overskydninger, folder og stedvis dobbeltfolder. Breccieret moler (glacitektonit) optræder i de øverste dele af foldede serier af Fur Formation. De glacialtektoniske komplekser indeholder strukturer, som kendes fra visse typer af bjergkæder.

Moleområdet er af begrænset størrelse, ca. 40 x 25

Fig. 64. Pilespidsstruktur blottet i bunden af Skarrehage Molergrav ved Molermuseet på Mors. Principskitsen til højre illustrerer dannelsen, som først foregik ved en kippet foldning fra nord overpræget af en opret foldning fra øst. Endelig er strukturen skåret af et vandret snit i bunden af graven. Foto Stig Schack Pedersen.

km, men rummer let tilgængelige og velblottede lokaliteter, hvor mange geologiske aspekter kan studeres. Kystklinterne såvel som molergravene giver instruktive profiler gennem bakkerne og er med til at gøre moleområdet attraktivt for alle besøgende. Endelig sikrer to lokale museer, Fur Museum og Molermuseet, at besøgende kan få såvel de gode historier som et indtryk af detaljerigdommen i det materiale, som tolkningerne bygger på.

Tak

Per Noe, Morslands Historiske Museum, inspirerede til udarbejdelsen af denne oversigt over moleområdets geologi. Christian Schack Pedersen har bidraget med konstruktive diskussioner af udvalgte afsnit. Michael Houmark-Nielsen og Kurt H. Kjær har givet konstruktiv kritik af tidligere versioner af manuskriptet. Benny Schark har assisteret med færdiggørelsen af figurerne. Sten Lennart Jakobsen har leveret fotos af fossiler. Forfatterne takker varmt for al hjælp.

Referencer

Aber, J.S., Croot, D. & Fenton, M.M. 1989: Glaciotectonic Landforms and Structures. Glaciology and Quaternary Geology series, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 200 pp.

Abrahamsen, N., 1994: Magnetostratigraphy of the Tertiary Harre core, Denmark. Aarhus Geoscience 1, 53–64.

Ahmadi, Z., Sawyers, M., Kenyon-Roberts, S., Stanworth, B., Kugler, K., Kristensen, J. & Fugelli, E. 2003: Paleocene. The Millenium Atlas of petroleum geology of the central and northern North Sea. The Geological Society of London, 235–259.

Alfaro, M.E., Santini, F. & Brock, C.D. 2007: Do reefs drive diversification in marine teleosts ? Evidence from the pufferfishes and their allies (Order Tetraodontiformes). Evolution 61(9), 2104–2126.

Ali, J.R., Heilmann-Clausen, C., Thomsen, E. & Abrahamsen, N. 1994: Magnetostratigraphy of the type Selandian: Preliminary results, Abstract. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 116, p. 43.

Altaie, M. 2008: Petrophysical properties of diatomite reservoirs based on lab experiments and image analysis. Upubliceret speciale, Danmarks Tekniske Universitet, 89 pp + appendices.

Andersen, J.P. 1948: Den stribede cementsten i de danske Eocene molerlag. Meddelelser fra Dansk Geolologisk Forening 11, 189–196.

Andersen, I.P. 1942: Fiskeskæl i Molerlagene. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 10, 277.

Andersen, N.M. 1998: Water striders from the Paleogene of Denmark with a review of the fossil record and evolution of semiaquatic bugs (Hemiptera, Gerromorpha). Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskab, Biologiske Skrifter 50, 1–157.

Andersen, N.M. & Andersen, S. 1996: Kæmpemyrer og andre danekræ fra Limfjordens askeserie. Studier af en uddød insektfauna fra Danmarks Palæogen. Naturens Verden 1996–11/12, 417–432.

Andersen, S. & Sjørring, S. 1992: Geologisk set. Det nordlige Jylland. Geografforlaget, 208 pp.

Andersen, S.A.1937a: De vulkanske Askelag i Vejgennemskæringen ved Ølst og deres Udbredelse i Danmark. Danmarks Geologiske Undersøgelse, II Række 59, 52 pp.

Andersen, S.A. 1937b: Et Vulkanområdes Livshistorie. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 59, 317–346.

Andersen, S.A. 1938: Die Verbreitung der Eozänen vulkanischen Ascheschichten in Dänemark und Nordwestdeutschland. Zeitschrift für Geschiebeforschung und Flachlandsgeologie 14, 179–207.

Andersen, S.A. 1944: Moleret og de vulkanske askelag. *I*: Andersen, S.A.: Det danske Landskabs Historie Bind 1, 391–415.

Andersen, S.H. & Johansen, E. 1986: Ertebølle revisited. Journal of Danish Archaeology 5, 31–61.

Archibald, S.B. *et al.* 2006: Bulldog ants of the Eocene Okanagan Highlands and history of the subfamily (Hymenoptera: Formicidae: Myrmeciinae). Annals of the Entomological Society of America 99, 487–523.

Aubry, M.-P. & Ouda, K. 2003: Introduction. *I*: Ouda, K. & Aubry, M.-P. (red.): The Upper Paleocene–Lower Eocene of the Upper Nile Valley. Part 1, Stratigraphy. Micropaleontology 49, Supplement 1, pp. ii–iv.

Aubry, M.-P. *et al*. (16 medforfattere) 2003: Chronostratigraphic terminology at the Paleocene/Eocene Boundary. *I*: Wing, S.L., Gingerich, P., Schmitz, B. & Thomas, E. (red.): Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene, Geological Society of America, Special Paper 369, 551–566.

Aubry, M.-P. *et al*. (17 medforfattere) 2007: The Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). Episodes 30, 271–286.

Baciu, D.-S., Bannikov, A. & Tyler, J. 2005: Revision of the fossil fishes of the family Zeidae (Zeiformes). Bollettino del Museo Civico di Storia Naturale di Verona 29, 95–128.

Bannikov, A F. & Tyler, J. C. 2008: A new species of the pufferfish Eotetraodon (Tetraodontiformes, Tetra-

odontidae) from the Eocene of the Northern Caucasus. Paleontological Journal 42(5), 526–530.
Benda, L. 1965: Diatomeen aus dem Eozän Norddeutschlands. Paläontologische Zeitschrift 39, 165–187.
Benda, L. 1972: The diatoms of the Moler Formation of Denmark (Lower Eocene). A preliminary report. *I*: Simonsen (red.): First symposium on recent and fossil marine diatoms. Beihefte Nova Hedwigia 39, 251–266.
Benton, M. & Donoghue P.C.J. 2007: Paleontological evidence to date the Tree of Life. Molecular biology and evolution 24(1), 26–53.
Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., & Aubry, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. SEPM Special Publication 54, 129–212.
Bertelli, S., Lindow, B., Dyke, G. J., & Chiappe, L. M. 2010: A well-preserved 'Charadriiform-like' fossil bird from the early Eocene Fur Formation of Denmark. Palaeontology 53(3), 507–531.
Berthelsen, A. 1978: The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. Bulletin of the Geological Society of Denmark 27, 25–38.
Beyer, C., Heilmann-Clausen, C. & Abrahamsen, N., 2001: Magnetostratigraphy of the Upper Paleocene – Lower Eocene deposits in Denmark. Newsletter of Stratigraphy 38, 201–219.
Bienkowska-Wasiluk, M. 2010: Taphonomy of Oligocene teleost fishes from the Outer Carpathians of Poland. Acta Geologica Polonica 60(4), 479–533.
Bischoff, J.L., Scott, S., Rosenbauer, J., Fitzpatrick, J.A. & Stafford, J.R. 1993: Ikaite precipitation by mixing of shoreline springs and lake water, Mono Lake, Calofornia, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 3855–3865.
Boldreel, L.O. 1985: On the structural development of the salt dome province in NW Jutland, Denmark, based on seismic studies. First Break 3(8), 15–21.
Bonde, N. 1965: Systematisk beskrivelse af teleosterne fra den Nedre Eocæne Molerformation i Nordjylland. Upubliceret guldmedaljeopgave, Københavns Universitet, 420 pp.
Bonde, N. 1966: The fishes of the mo-clay formation (Lower Eocene). Meddelelser fra. Dansk Geologisk Forening 16, 198–201.
Bonde, N. 1972a: Det jyske moler. Varv, 44–55.
Bonde, N. 1972b: Et usædvanligt miljø - moleret bliver til. Varv, 119–124.
Bonde, N. 1973: Fiskefossiler, diatomitter og vulkanske askelag. Dansk Geologisk Forening, Årsskrift for 1972, 136–143.
Bonde, N. 1974: Palaeoenvironment as indicated by the "Mo-clay formation" (Lowermost Eocene of Denmark). Tertiary Times 2, 29–36.
Bonde, N. 1979: Palaeoenvironment in the "North Sea" as indicated by the fish bearing Mo-clay deposit (Paleocene/Eocene) Denmark. Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwartaire Geologie 16, 3–16.
Bonde, N. 1982: Teleostei (bony fish) from the Norwegian North Sea drillings. Norsk Geologisk Tidsskrift 62, 59–65.
Bonde, N. 1986: Cementeret fugl. Varv 1986–4, 136–142.
Bonde, N. 1987: Moler og fossiler – især fisk. Udgivet af Skamol i anledning af firmaets 75 års jubilæum, 52 pp.
Bonde, N. 1992: Flint-fisk, moler-fisk, tropefisk og danekræ. Varv 1992–2, 35–42.
Bonde, N. 1994: Danekræ – fisk, store og små og 'gravede'. Varv 1994–2, 57–64.
Bonde, N. 1995: Tidligt tertiære fisk – flere danekræ. Varv 1995–1, 24–30.
Bonde, N. 1996: An Upper Paleocene *Antigonia*-like fish from Denmark and its relations to other advanced teleosteans. The Journal of Vertebrate Paleontology 16 (Supplement), p. 23A (abstract).
Bonde, N. 1997a: An upper Paleocene *Antigonia*-like fish from Denmark, and its relations to other advanced teleosteans. Dansk Geologisk Forening, DGF On Line Series 1, 1 s.
Bonde, N. 1997b: A distinctive fish fauna in the basal ash series of the Fur/Ølst Formation (Upper Paleocene, Denmark). Aarhus Geoscience 6, 33–48.
Bonde, N. 2008: Osteoglossomorphs of the marine Lower Eocene of Denmark – with remarks on other Eocene taxa and their importance for palaeobiogeography. *I*: Cavin, L., Longbottom, A. & Richter, M. 2008: Fishes and the Break-up of Pangaea. Geological Society of London, Special Publication 295, 253–310.
Bonde, N. & Christensen, E.F. 1991a: Det første danekræ, en ganske lille fisk. Varv 1991–1, 12–14.
Bonde, N. & Christensen, E.F. 1991b: Det første danekræ fra Fur. Museerne i Viborg Amt 16, 35–41.
Bonde, N. & Jakobsen, S.L. 2004: Danekræ – flotte fossiler. Varv 2004–3, 18-33.
Bonde, N. & Tyler, J. 2000: [type description of Mo-clay zeiforms]. *I*: Tyler, J.C., Bronzi, P & Ghiandoni, A. (red.): The Cretaceous fishes of Nardo 11. A new genus and species of Zeiformes, Cretazeus rinaldii, the earliest record for the order. Bolletino del Museo Civico di Storia Naturale di Verona 24, 11–28.
Bonde, N., Andersen, S., Hald, N., & Jakobsen, S. L. 2008. Danekræ - Danmarks bedste fossiler. Gyldendal. 225 pp.
Bonde, N., Madsen, H., Schultz, B. & Sylvestersen, R. 2008a: Diatomitten og askeserien fortæller historier – Moleret 1. Naturens Verden 2008(7/8), 43–51.

Bonde, N., Madsen, H., Schultz, B., Sylvestersen, R. & Jakobsen, S.L. 2010: Moléret i Nordjylland – diatomitten og fossilerne. Dansk Naturhistorisk Forenings Årsskrift nr. 19 og 20, 25–40.

Breiner, M., Bro-Jørgensen, M & Linderoth, V. 1979: Fur Museum, Afd. 1. Udgivet af Fur Museum, 64 pp.

Britze, P. & Japsen, P. 1991: Geological map of Denmark 1:400 000, The Danish Basin, Top Zechstein and the Triassic. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Kortserie Nr. 31.

Buchardt, B. 1978: Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. Nature 275, 121–123.

Buchardt, B., Israelson, C., Seaman, C. & Stockmann, G. 2001: Ikaite tufa towers in Ikka Fjord, southwest Greenland: their formation by mixing of seawater and alkaline spring water. Journal of Sedimentary Research 71(1), 176–189.

Bøggild, O.B. 1903: Vulkansk Aske i Moleret. Meddelelser fra Dansk geologisk Forening 2(9), 1–12.

Bøggild, O.B. 1918: Den vulkanske Aske i Moleret samt en Oversigt over Danmarks ældre Tertiærbjergarter. Danmarks Geologiske Undersøgelse, II Række 33, 159 pp + plancher.

Bøgvad, R. 1942: Jarosit fra Danmark. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 10(2), 108–114.

Calvert, S.E. 1974: Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. International Association of Sedimentologists, special Publication 1, 273–299.

Carriol, R.-P., Bonde, N., Jakobsen, S.L. & Høeg, J.T. (under forberedelse.): Cirripedes (Neolepadinae and Brachylepadidae; Crustacea) from the Lower Eocene Mo-clay (Fur Formation), NW Jutland, Denmark.

Casier, E. 1966: Faune Ichthyologique du London Clay. British Museum (Natural History), London, 496 pp.

Charles, A.J., Condon, D.J., Harding, I.C., Pälike, H., Marshall, J.E.A., Cui, Y., Kump, L., Croudace, I.W. & the WUN pACE Group 2011: Constraints on the numerical age of the Paleocene–Eocene boundary, Geochemistry, Geophysics, Geosystems 12, DOI: 10.1029/2010GC003426.

Christensen, E. F. 1986: På jagt efter store fisk i moleret. Museer i Viborg Amt 14, 5–17.

Christensen, E.F. & Brock, V. 1981: Fur. Kaskelot 47, 1–42.

Christensen, E.F. & Hald, N. 1990: Danekræ – et nyt begreb i dansk museumslovgivning. Arkæologiske udgravninger i Danmark 1990, 7–16.

Christidis, G.E. & Huff, W.D. 2009: Geological aspects and genesis of bentonites. Elements 5, 93–98.

Clément, A. 1917: Molerets ældre Historie. Et Afsnit af dansk Geologis Udvikling. F.E. Bording, København.13 p.

Cleve-Euler, A. & Hessland, I. 1948: Vorläufige Mitteilung über eine neu entdeckte Tertiärablagerung im Süd-Schweden. Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala 32, 155–182.

Clouter, F., Mitchell, T., Rayner, D. & Rayner, M. 2000: London Clay Fossils of the Isle of Sheppey. Medway Lapidary and Mineral Society, Gillingham, 100 pp (1st edition). 2nd edition: Rainer, D., Mitchell, T., Rayner, M. & Clouter, F. 2009: London Clay Fossils of Kent and Essex, Medway Lapidary and Mineral Society, Sevenoaks, 228 pp.

Collins, J.S.H., Schulz, B.P., & Jakobsen, S.L. 2005: First record of brachyuran decapods (Crustacea, Decapoda) from the Fur Formation (early Eocene) of Mors and Fur Island, Denmark. Bulletin of the Mizunami Fossil Museum 32, 17–22.

Collinson, M.E., Hooker, J.J. & Gröcke, D.R. 2003: Cobham Lignite Bed and penecontemporaneous macrofloras of southern England: A record of vegetation and fire across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *I*: Wing, S.L., Gingerich, P., Schmitz, B. & Thomas, E. (red.): Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene. Geological Society of America Special Paper 369, 333–349.

Crouch, E.M., Heilmann-Clausen, C., Brinkhuis, H., Morgans, H.E.G., Rogers, K.M., Egger, H. & Schmitz, B. 2001: Global dinoflagellate event associated with the late Paleocene thermal maximum. Geology 29, 315–318.

Dahlström, C.D.A. 1969: Balanced cross sections. Canadian Journal of Earth Sciences 6, 743–757.

Daley, B. 1972: Some problems concerning the Early Tertiary climate of southern Britain. Palaeogeography, Paleaoclimatology, Palaeoecology 11, 11–32.

Danielsen, M. & Thomsen, E. 1997: Palaeocene/Eocene diatomite in wells in the eastern North Sea. *I:* Thomsen, E. & Pedersen, S.A.S. (red.): Geology and palaeontology of the Mo-clay. Aarhus Geoscience 6, 19–24.

Dickens, G.R. 1999: The blast in the past. Nature 401, 752–755.

Dupuis, C., Aubry, M.-P., Steurbaut, E., Berggren, W.A., Ouda, K., Magioncalda1, R., Cramer, B.S., Kent, D.V., Speijer, R.P. & Heilmann-Clausen, C. 2003: The Dababiya Quarry section: Lithostratigraphy, clay mineralogy, geochemistry and paleontology. Micropaleontology 49, suppl 1, 41–59.

Dyke, G. & Lindow, B. 2009: Taphonomy and abundance of birds from the Lower Eocene Fur Formation of Denmark. Geological Journal 44, 365–373.

Dyke, G.J. & van Tuinen, M. 2004: The evolutionary radiation of modern birds (Neornithes): reconciling molecules, morphology and the fossil record. Zoological Journal of the Linnean Society 141, 153–177.

Dyke, G.J., Waterhouse, D.M. & Kristoffersen, A.V. 2004: Three new fossil landbirds from the early Paleogene of Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 51, 77–85.

Egger, H., Heilmann-Clausen, C. & Schmitz, B. 2000: The Paleocene/Eocene-boundary interval of a Tethyan deep-sea section (Austria) and its correlation with the North Sea Basin. Bulletin Société Géologique de France 171, 207–216.

Emery, K.O. & Hülsemann, J. 1962: The relationships of sediments, life, and water in a marine basin. Deep-Sea Research 8, 165–180.

Ericson, P.G.P., Anderson, C.L., Britton, T., Elzanowski, A., Johansson, U.S., Källersjö, M., Ohlson, J.I., Parson, T.J., Zuccon, D. & Mayr, G. 2006: Diversification of Neoaves: integration of molecular sequence data and fossils. Biology Letters 2, 543–547.

Espersen, T.B. 1994: En refleksionsseismisk undersøgelse i den centrale del af Limfjorden. Upubliceret speciale, Aarhus Universitet, 109 pp. + 14 bilag.

Fenner, J. 1994: Diatoms of the Fur Formation, their taxonomy and biostratigraphic interpretation. – Results from the Harre borehole, Denmark. Aarhus Geoscience 1, 99–163.

Fensome *et al*. 2008: Online dinoflagellate cyst index catalogue DINOFLAJ2, Version 1. American Association of Stratigraphic Palynologists, Data Series no. 1.

Flodén, T. 1973: Notes on the bedrock of the eastern Skagerrak. Stockholm Contributions in Geology 24, 79–102.

Forchhammer, G. 1835: Danmarks geognostiske Forhold, forsaavidt som de ere afhængige af Dannelser, der ere sluttede, fremstillede i et Indbydelsesskrift til Reformationsfesten den 14de Novbr. 1835. Københavns Universitet, 112 p.

Freiwald, A. 1990: Insekten aus der Fur-Formation von Dänemark (Moler, ob. Paleozän / unt. Eozän?). 4. Tipulidae. Meyniana 42, 47–63.

Freiwald, A. 1991: Insekten aus der Fur-Formation von Dänemark (Moler, ob. Paleozän / unt. Eozän?). 5. Cylindrotomidae (Diptera: Tipulomorpha). Meyniana 43, 97–123.

Freiwald, A. 1992: Insekten aus der Fur-Formation von Dänemark (Moler, ob. Paleozän / unt. Eozän?). 7. Ptychopteridae (Diptera). Meyniana 44, 179–187.

Friedman, M. 2009: Ecomorphological selectivity among marine teleost fishes during the end Cretaceous extinction. Proceedings of the National Academy of Science (USA) 106(13), 5218–5223 (support. info. 89 pp.)

Friis, H. 1995: Neogene aflejringer. *I*: Nielsen, O.B. (red.): Danmarks geologi fra Kridt til i dag. Aarhus Geokompendier 1, Geologisk Institut, Aarhus Universitet, 115–127.

Gagel, C. 1907: Über die Bedeutung und Herkunft der westbasaltischen untereocänen Tuff-(Asche) Schichten. Zentralblatt für Mineralogie 22, 680–688.

Garassino, A., & Harper, D.A.T. 2004: *Penaeus hamleti* n. sp. and *Penaeus furensis* n. sp. (Crustacea: Decapoda: Penadeidae) from the Stolle Klint Clay (Paleocene) of Fur Island (Denmark). Atti della Società italiana di scienze naturali e del museo civico di storia naturale di Milano 145, 329–336.

Garassino, A. & Jakobsen, S.L. 2005: *Morscrangon acutus* n. gen. n. sp. (Crustacea, Decapoda, Caridea) from the Fur Formation (Early Eocene) of the Islands of Mors and Fur (Denmark). Atti della Società italiana di scienze naturali e del museo civico di storia naturale di Milano 146, 95–107.

Gingerich, P.D. 2003: Mammalian responses to climate change at the Paleocene-Eocene boundary: Polecat Bench record in the northern Bighorn Basin, Wyoming. I: Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene. Geological Society of America, Special Paper 369, 551–566.

Gingerich, P.D. 2006: Environment and evolution through the Paleocene–Eocene thermal maximum. Trends in Ecology and evolution 21(5), 246–253.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. 2004: A geological time scale 2004. Cambridge University Press, 610 pp.

Gravesen, P. 1990: Geological map of Denmark 1:50 000. Kortbladet 1116 I Thisted. Geologisk basisdatakort. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Kortserie Nr. 13.

Gravesen, P. 1993: Geological map of Denmark 1:50 000. Kortbladet 1116 II Nykøbing Mors. Geologisk basisdatakort. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Kortserie Nr. 21.

Greinert, J. & Derkachev, A. 2004: Glendonites and methane-derived Mg-calcites in the Sea of Okhotsk, Eastern Siberia: implications of a venting-related ikaite/glendonite formation. Marine Geology 204, 129–144.

Grönwall, K.A. 1908: Om boringen på Samsø og nogle deraf følgende slutninger om Danmarks Ældre Tertiær. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 3, 133–148.

Gry, H. 1940: De istektoniske Forhold i Moleret. Med bemærkninger om vore dislocerede klinters dannelse og om den negative askeserie. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 9, 586–627.

Gry, H. 1965: Furs Geologi. Dansk natur - dansk skole, Årsskrift 1964, 45–55.

Gry, H. 1979: Kortbladet Løgstør. Danmarks Geologiske Undersøgelse, I Række 26, 58 pp.

Hansen, J.M. 1979: Age of the Mo-Clay Formation. Bulletin of the Geological Society of Denmark 27, 89–91.

Harder, P 1922: Om Grænsen mellem Saltholmskalk og Lellinge Grønsand og nogle Bemærkninger om Inddelingen af Danmarks ældre Tertiær. Danmarks Geologiske Undersøgelse, II Række 38, 108 pp.

Harwood, D.M. 1999: Diatomite. *I:* Stoermer, E.F. & Smol, J.P. (red.): The diatoms: Applications for the environmental and Earth sciences. Cambridge University Press, 436–443.

Hartz, N. 1909: Bidrag til Danmarks tertiære og diluviale flora. Danmarks Geologiske Undersøgelse, II Række 20, 292 pp + atlas.

Heiberg, P.A.C. 1863: Conspectus criticus diatomacearum danicarum. Kritisk oversigt over de danske diatomeer. Kjøbenhavn: Wilhelm Priors Forlag, 135 pp. Digitaliseret af Google.

Heie, O. 1967: Studies on fossil aphids (Homoptera, Aphidoidea). Spolia Zoologica Musei Hauniensis 26, 274 pp.

Heie, O.E. 1970: Lower Eocene aphids (Insecta) from Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 20, 162–168.

Heie, O. 1993: Insects from the Fur Formation in Denmark (Mo-clay, Upper Paleocene – Lower Eocene ?). 8. Aphioidea (Homoptera). Meyniana 45, 57–64.

Heilmann-Clausen, C. 1982: The Paleocene-Eocene boundary in Denmark. Newsletter of Stratigraphy 11, 55–63.

Heilmann-Clausen, C. 1985: Dinoflagellate stratigraphy of the uppermost Danian to Ypresian in the Viborg 1 borehole, central Jylland, Denmark. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Række A 7, 69 pp.

Heilmann-Clausen, C. 1994a: Review of Paleocene dinoflagellates from the North Sea region. Meeting Proceedings "Stratigraphy of the Paleocene", Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 115, 51–53.

Heilmann-Clausen, C. 1994b: Sydklinten ved Silstrup – hvordan en diatomit fik en aflægger efter 29 millioner år. Varv 1994–4, 117–123.

Heilmann-Clausen, C. 1995: Palæogene aflejringer over danskekalken. *I*: Nielsen, O.B. (red.): Danmarks geologi fra Kridt til i dag. Aarhus Geokompendier nr. 1, Geologisk Institut, Aarhus Universitet, 69–113.

Heilmann-Clausen, C. 1997: How one diatomite led to the development of another diatomite – the Oligocene section at Silstrup, NW Denmark. Tertiary Research 18, 31–34.

Heilmann-Clausen, C. 2000: En norsk? flintesten fra den danske askeserie. Varv 2000–1, 3–8.

Heilmann-Clausen, C. 2006: Koralrev og lerhav, Palæogen (excl. Danien). *I*: Larsen, G. (red.): Naturen i Danmark– Geologien. Gyldendal, 181–186 og 191–226.

Heilmann-Clausen, C. & Schmitz, B. 2000: The late Paleocene maximum d^{13}C excursion in Denmark? Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 122, p. 70.

Heilmann-Clausen, C., Nielsen, O.B. & Gersner, F. 1985: Lithostratigraphy and depositional environments in the Upper Paleocene and Eocene of Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 33, 287–323.

Heister, L.E., O'Day, P.A., Brooks, C.K., Neuhoff, P.S. & Bird, D.K. 2001: Pyroclastic deposits within the East Greenland Tertiary flood basalts. Journal of the Geological Society, London 158, 269–284.

Henriksen, K.L. 1922: Eocene insects from Denmark. Danmarks Geologiske Undersøgelse, II Række 37, 36 pp.

Henriksen, K.L. 1929: A new Eocene grasshopper, *Tettigonia (Locusta) amoena* n. sp. from Denmark. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 7, 317–320.

Hoch, E. 1972: Fortidsfugle; også i Danmark. Varv 1972 –1, 3–7.

Hoch, E. 1975: Amniote remnants from the eastern part of the Lower Eocene North Sea Basin. Colloque International du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris 1973: Problémes actuels de paléontologie - Evolution des Vertébres 218, 543–562.

Hoch, E. 1997: Notes on palaeornothology and on a new bird from early Tertiary North Sea region. Dansk Geologisk Forening, DGF OnLine Series 1, 4 pp.

Hoch, E. & Pedersen, S.S. 1983: En gammel fugl. Varv 1983–4, 99–107.

Homann, M. 1991: Die Diatomeen der Fur Formation. Geologisches Jahrbuch Reihe A, Heft 123, 285 pp + plates.

Houde, P. 1988: Paleognathous birds from the Early Tertiary of the Northern hemisphere. Publications of the Nuttall Ornithological Club 22, 148 pp.

Houmark-Nielsen, M. 1999: A lithostratigraphy of Weichselian glacial and interstadial deposits in Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 46(1), 101–114.

Houmark-Nielsen, M. 2003: Signature and timing of the Kattegat Ice Stream: onset of the Last Glacial Maximum sequence at the southwestern margin of the Scandinavian Ice Sheet. Boreas 32, 227–241,

Houmark-Nielsen, M. 2007: Extent and age of Middle and Late Pleistocene glaciations and periglacial episodes in southern Jylland, Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 55, 9–35.

Houmark-Nielsen, M. & Kjær, K.H. 2003: Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: Palaeogeography and environmental change. Journal of Quaternary Science 18, 769–786.

Houmark-Nielsen, M., Knudsen, K.L. & Noe-Nygaard, N. 2006: Istider og mellemistider. *I:* Larsen, G. (red.): Naturen i Danmark – Geologien. Gyldendal, 255–302.

Huggett, J.M., Schultz, B.P., Shearman, D.J. & Smith, A.J. 2005: The petrology of ikaite pseudomorphs and their diagenesis. Proceedings of the Geologists' Association 116(3–4), 207–220.

Hundahl. M. 1997: Glacial geological investigation of the cliffs at Thisted Bredning. *I*: Thomsen, E. & Pedersen, S.A.S. (red.): Geology and Palaeontology of the Mo-clay. Aarhus Geoscience 6, 65–68.

Håkansson, E. & Pedersen, S.A.S. 1992: Geologisk kort over den danske undergrund. Kortsærudgivelse. Varv, København.

Håkansson, E. & Sjørring, S. 1982: Et molerprofil i kystklinten ved Salgerhøj, Mors. Dansk geologisk Forening, Årsskrift for 1981, 131–134.

Jakobsen, P.R., Klint. K.E.S. & Pedersen, S.A.S. 1994: Lerundersøgelser i Junget Molerfelt. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Kunderapport 1994/62, 26 pp.

Janssen, A.W., Schnetler, K.I. & Heilmann-Clausen, C. 2007: Notes on the systematics, morphology and biostratigraphy of fossil holoplanktonic mollusca, 19. Pteropods (Gastropoda, Euthecosomata) from the Eocene Lillebaelt Clay Formation (Denmark, Jylland). Basteria 71, 157–168.

Japsen, P. 2000: Fra Kridthav til Vesterhav. Nordsøbassinets udvikling vurderet ud fra seismiske hastigheder. Geologisk Tidsskrift 2000–2, 1–36.

Jaramillo, C. *et al*. (29 forfattere) 2010: Effects of rapid global warming at the Paleocene–Eocene boundary on neotropical vegetation. Science 330, 957–961.

Jensen, J.B. 1985: Sen-Elster smeltevandsler – en mulig ledehorisont i det vestlige Jylland. Dansk Geologisk Forening, Årskrift for 1984, 21–35.

Jensen, J.B. & Knudsen, K.L. 1984: Kvartærstratigrafiske undersøgelser ved Gyldendal og Kås Hoved i det vestlige Limfjordsområde. Dansk Geologisk Forening, Årskrift for 1983, 35–54.

Jensen, L.N. & Langnes, O. 1992: Obituary: The Tertiary Skagerrak volcano. The 20th Nordic Geological Winter Meeting 7–10 January, Reykjavík. Icelandic Geoscience Society, abstracts, p. 83.

Jensen, L.N. & Michelsen, O. 1992: Tertiær hævning og erosion i Skagerrak, Nordjylland og Kattegat. Dansk geologisk Forening, Årsskrift for 1990–91, 159–168.

Jones, E., Jones, B., Ebdon, C., Ewen, D., Milner, P., Plunkett, J., Hudson, G. & Slater, P. 2003: Eocene. The Millenium Atlas of petroleum geology of the central and northern North Sea. The Geological Society of London, 261–277.

Jørgensen, F., Sandersen, P.B.E., Auken, E., Lykke-Andersen, H. & Sørensen, H. 2005: Contributions to the geological mapping of Mors, Denmark – A study based on a large-scale TEM survey. Bulletin of the Geological Society of Denmark 52, 53–75.

Kaplan, M.E. 1979: Calcite pseudomorphs (pseudogaylussite, Jarrowite, Thinolite, Glendonite, Gennoishi, White Sea Hornlets) in sedimentary rocks. Origins of the pseudomorphs. Litologiya i Poleznye Iskopaemye 5, 125–141 (in Russian). UDC 549.742.111: 551.762, p. 623–636, Plenum Publishing Corporation 1980 (translation in English).

Karl, H.-V. & Madsen, H. (*in press*): *Tasbacka* n. sp., a new Eocene marine turtle of Denmark (Testudines: Chelonioidea), *I*: Karl, H.V. & NN (red.): Studia Palaeocheloniologica IV: Turtle faunal change during the Jurassic-Cretaceous boundary in Germany and the rise of sea turtles. Studia Geologica Salmanticensa.

King, C. 1981: The stratigraphy of the London Clay and associated deposits. Tertiary Research, Special Paper 6, 158 pp.

Kjaer, C.R. & Heilmann-Clausen, C. 1996: Vulkanen i Skagerrak – en død sild. Geologisk Nyt 1996–1, 6–7.

Klint, K.E.S. & Pedersen, S.A.S. 1995: The Hanklit glaciotectonic thrust fault complex, Mors, Denmark. Danmarks Geologiske Undersøgelse Række A 35, 30 pp.

Knaust, D. 1992: Ein Molervorkommen (Paläogen) auf der Greifswalder Oie (Ostsee). Archiv für Geschiebekunde 1(5), 291–304.

Knox, R.W. O'B 1985: Stratigraphic significance of volcanic ash in Paleocene and Eocene sediments at Sites 549 and 550. *I*: Graciansky, P.C. de, Poag, C.W. *et al.* (red.) Initial Reports DSDP 80, 845–850.

Knox, R.W.O'B 1996a: Correlation of the early Paleogene in northwest Europe: an overview. *I*: Knox, R.W. O'B., Corfield, R.M. & Dunay, R.E. (red.) Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geological Society of London, Special Publication 101, 1–11.

Knox, R.W.O'B 1996b: Tectonic controls on sequence development in the Paleocene and earliest Eocene of SE England: implications for North Sea stratigraphy. *In*: Hesselbo, S.P. & Parkinson, D.N. (eds) Sequence stratigraphy in British geology. Geological Society Special Publication (London) 103, 209–230.

Knox, R.W.O'B. 1997: The late Paleocene to early Eocene ash layers of the Danish Mo-Clay (Fur Formation): stratigraphic and tectonic significance. *I*: Thomsen, E. & Pedersen, S.A.S. (red.): Geology and Palaeontology of the Mo-clay. Aarhus Geoscience 6, 7–11.

Knox, R.W. O'B. & Harland, R. 1979: Stratigraphical relationships of the early Palaeogene ash-series of

NW Europe. Journal of the Geological Society, London 136, 463-470.

Knox, R.W.O'B. & Morton, A.C. 1988: The record of early Tertiary N Atlantic volcanism in sediments of the North Sea Basin. *I*: Morton, A.C. & Parson, L.M. (red.): Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic. Geological Society of London, Special Publication 39, 407–419.

Knox, R.W.O'B, Bosch, J.H.A., Rasmussen, E.S., Heilmann-Clausen, C., Hiss, M., De Lugt, I.R., Kasinski, J., King, C., Köthe, A., Slodkowska, B., Standke, G. & Vandenberghe, N., 2010: Cenozoic. *I*: Dornenbaal, H. & Stevenson, A. (red.), Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications b.v., Houten, 211–223.

Koch, B.E. 1960: Mødereferat fra Palæontologisk Klub, 9. november 1959. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 14, p.283.

Koch, B.E. 1963: Fossil plants from the Lower Paleocene of the Agatdalen (Angmârtussut) area, central Nûgssuaq peninsula, Northwest Greenland. Meddelelser om Grønland 172, 120 pp + 55 plates.

Korsager, B. 2002: En strukturel og sedimentologisk undersøgelse af klinten ved Skærbæk, Nordmors. Upubliceret speciale, Københavns Universitet, 95 pp.

Korsager, B., Bennike, O. & Houmark-Nielsen, M. 2003: *Salix polaris* leaves dated at 14.3 ka BP from northern Jylland, Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 50, 151–155.

Köthe, A. 1990: Paleogene dinoflagellates from Northwest Germany, biostratigraphy and palaeoenvironment. Geologisches Jahrbuch Reihe A, Heft 118, 111 p + plates.

Kristensen, H.V., Cuny, G., Rasmussen, A.R. & Madsen, H. (*in press*): First European record of the fossil snake *Palaeophis* from the Palaeocene. Bulletin de la Société Géologique de France.

Kristensen, N.P. & Skalski, A.W. 1999: Phylogeny and palaeontology. 1: Evolution, Systematics and Biology. Handbuch der Zoologie 4(2), 2/34, 7–25.

Kristoffersen, A.V. 1997a: New records of perching birds from the latest Paleocene/earliest Eocene Fur Formation of Denmark. Geological Society of Denmark, DGF On Line Series 1, 4 pp.

Kristoffersen, A.V. 1997b: Flight apparatus of Paleocene/Eocene birds from the Fur Formation of Denmark. *I*: Thomsen, E. & Pedersen, S.A.S. (red.): Geology and Palaeontology of the Mo-clay. Aarhus Geoscience 6, 49–53.

Kristoffersen, A. V. 1999: Lithornithid birds (Aves, Palaeognathae) from the Lower Palaeogene of Denmark. Geologie en Mijnbouw 78, 375–381.

Kristoffersen, A.V. 1999a: Flyvende strudsfugle i Danmark. Dansk Naturhistorisk Forening, Årsskrift 1997/98, 42–49.

Kristoffersen, A.V. 1999b: Fossile fugle i Danmark og datidens fuglefauna. Naturens Verden 82(6), 2–11.

Kristoffersen, A. V. 2002a: The avian diversity in the latest Paleocene–earliest Eocene Fur Formation. Denmark, Upubliceret ph.d. afhandling, Københavns Universitet.

Kristoffersen, A. V. 2002b.:An Early Paleogene Trogon (Aves: Trogoniformes) from the Fur Formation, Denmark. Journal of Vertebrate Paleontology 22 (3), 661–666.

Kristoffersen, A.V. & Bonde, N. (*in prep.*): A basal coraciiform bird (Aves: Coraciiformes) from the Early Paleogene of Denmark.

Krohn, C. F., Larsen, N. K., Kronborg, C., Nielsen, O. B. & Knudsen, K. L. 2009: Litho- and chronostratigraphy of the Late Weichselian in Vendsyssel, northern Denmark with special emphasis on tunnel-valley infill in relation to a receding ice margin. Boreas 38, 811–833.

Krutzsch, W. 1966: Die sporenstratigraphische Gliederung des Älteren Tertiär in nördlichen Mitteleuropa (Paläozän–Mitteloligozän). Metodische grundlagen und gegenwärtiger stand der untersuchungen. Abhandlungen des Zentralen Geologischen Institut 8, 112–149.

Kühne, W. 1941: A new Zeomorph fish from the Paleocene Moler of Denmark. Annals and Magazine of Natural History 11(7), 374–386.

Kuiper, K.F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P.R. & Wijbrans, J.R. 2008: Synchronizing rock clocks of Earth history. Science 320, 500–504.

Larsen, G. & Baumann, J. 1982: Træk af Mors salthorstens udvikling. Dansk geologisk Forening, Årsskrift for 1981, 151–155.

Larsen, L.M., Waagstein, R., Pedersen, A.K. & Storey, M. 1999: Trans-Atlantic correlation of the Palaeogene volcanic successions in the Faeroe Islands and East Greenland. Journal of the Geological Society of London 157, 1081–1095.

Larsen L. M, Fitton J. G. og Pedersen A. K. 2003: Paleogene volcanic ash layers in the Danish Basin: composition and source areas in the North Atlantic Igneous Province. Lithos 71, 47–80.

Larsson, S.G. 1975: Palaeobiology and mode of burial of the insects of the Lower Eocene Mo-clay of Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 24, 193–209.

Leonard, L., Dyke, G. J., & Tuinen, M. V. 2005. A new specimen of the fossil palaeognath *Lithornis* from the Lower Eocene of Denmark. American Museum of Natural History Novitates 3491, 11 pp.

Lindow, B. 2007a. The Early Evolution of Modern Birds: Fossil Evidence from the Lower Eocene Fur Formation of Denmark. Upubliceret ph.d. afhandling, University College Dublin, Irland.

Lindow, B. 2007b: En stratigrafisk og tafonomisk analyse af fossile fugle og fjer fra Fur Formationen. Geologisk Tidsskrift 2007, 15–17.

Lindow, B.E.K. 2011: Bird evolution across the K/T-boundary and the basal neornithine diversification. *I:* Dyke, G.J. & Kaiser, G. (red.): Living Dinosaurs: The Evolutionary History of Modern Birds. John Wiley & Sons, Oxford, 338–354.

Lindow, B.E.K. & Dyke, G.J. 2006: Bird evolution in the Eocene: climate change in Europe and a Danish fossil fauna. Biological Reviews of the Cambridge Philosophical Society 81, 483–499.

Lindow, B.E.K. & Dyke, G.J. 2007: A small galliform bird from the Lower Eocene Fur Formation, northwestern Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 55, 59–63.

Luterbacher, H.P. *et al*. 2004: The Paleogene Period. *I*: Gradstein, F.M., Ogg, J.G. & Smith, A.G. (red.): A geological time scale 2004. Cambridge University Press, 384–408.

Madsen, A.P., Müller, S., Neergaard, C., Petersen, C.G., Rostrup, J., Steenstrup, K.J.V. & Winge, H. 1900: Affaldsdynger fra Stenalderen i Danmark. København, 196 pp.

Madsen, H. 2008: Luffe – en helt fantastisk skildpadde. Geologisk Nyt 2008–3, 8–12.

Madsen, H. 2009: Hajlort og-tænder, fundet i stort antal under moleret på Mors. Geologisk Nyt 2009–1, 24–29.

Madsen, H. 2011: Fossil skildpadde på Mors – nyt fund i moleret. Geologisk Nyt 2011–1, 10–12.

Madsen, H. & Heilmann-Clausen, C. 2001: Flere flintesten fra moleret. Varv 2001–2, 15–16.

Madsen, H. & Rust, J. 2000: Verdens ældste dagsommerfugl – om insekter fra moler og Stolleklint ler. Varv 2000–1, 9–18.

Madsen, H. & Schultz, B.P. 2011: Hvad moleret gemte – fænomenale fund af fossile fugle. Geologisk Nyt 2011–5, 20–24.

Madsen, V. 1918: Om Tertiæret ved Mariager Fjord. Danmarks Geologiske Undersøgelse, IV Række 1.8, 41 pp.

Malm, O.A., Christensen, O.B., Furnes, H., Løvlie, R., Ruselåtten, H. & Østby, K.L., 1984. The Lower Tertiary Balder Formation: an organogenic and tuffaceous deposit in the North Sea region. *I:* Spencer, A.M. (red.): Petroleum Geology of the North European Margin. Graham & Trotman (London), 149–170.

Manum, S.B. 1962: Studies in the Tertiary floras of Spitsbergen, with notes on Tertiary floras of Ellesmere Island, Greenland and Iceland. A palynological investigation. Norsk Polarinstituts Skrifter 125, 127 pp.

Mayr, G. 2010: Reappraisal of *Eocypselus* – a stem group representative of apodiform birds from the early Eocene of Northern Europe. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments 90, 395–403.

Mayr, G. & Bertelli, S. 2011: A record of *Rhynchaeites* (Aves, Threskiornithidae) from the early Eocene Fur Formation of Denmark, and the affinities of the alleged parrot *Mopsitta*. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, doi: 10.1007/s12549-011-0050-8.

McInerney, F.A. & Wing, S.L. 2011: The Paleocene-Eocene thermal maximum: A perturbation of carbon cycle, climate, and biosphere with implications for the future. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 39, 489–516.

Meyer, K.J. 1988: Pollen und Spores. *I:* Vinken, R., Von Daniels, C.H., Gramann, F., Köthe, A., Knox, R.W.O'B., Kockel, F., Meyer, K.J. & Weiss, W. (red.): The Northwest European Tertiary Basin: Results of the IGCP Project No.124, Geologisches Jahrbuch A 100, 88–294.

Meyer, K.J. 1989: Pollen und Sporen des Tertiär aus der Forschungsbohrung Wusterheide, NW-Deutschland. Geologisches Jahrbuch A 111, 523–539.

Miller, U. 1969: Fossil diatoms under the scanning electron microscope. Sveriges Geologiska Undersökning, Serie C 642, 65 pp.

Mitlehner, A.G. 1996: Palaeoenvironments in the North Sea basin around the Paleocene–Eocene boundary: evidence from diatoms and other siliceous microfossils. *I:* Knox, R.W.O'B., Corfield, R.M. & Dunay, R.E. (red.): Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geological Society of London, Special Publication 101, 255–273.

Morton, A.C. & Knox, R.W.O'B. 1990: Geochemistry of late Palaeocene and early Eocene tephras from the North Sea Basin. Journal of the Geological Society, London 147, 425–437.

Mosar, J., Eide, E.A., Osmundsen, P.T., Sommaruga, A. & Torsvik, T.H. 2002: Greenland–Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic. Norwegian Journal of Geology 82, 281–298.

Møller, J.D. 1892: Verzeichnis Lichtdrucktafeln Møllersche Diatomeen-Präparate. Tafeln (Wedel, Holstein).

Mørch, O.A.L. 1874: Forsteningerne i Tertiærlagene i Danmark. Meddelelse på det 11te skandinaviske Naturforskermøde i Kjøbenhavn, 274–298.

Neagu,R.C., Cartwright,J., Davies,R. & Jensen, L. 2010: Fossilisation of silica diagenesis reaction front on the mid-Norwegian margin. Marine and Petroleum Geology 27, 2141–2155.

Nielsen, E. 1959: Eocene turtles from Denmark. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 14, 96–114.

Nielsen, E. 1960: A new Eocene teleost from Denmark. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 14, 247–252.

Nielsen, E. 1963: On the post-cranial skeleton of *Eosphargis breineri* Nielsen. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 15, 281–328.
Nielsen, O.B. 1974: Sedimentation and diagenesis of Lower Eocene sediments at Ølst, Denmark. Sedimentary Geology 12, 25–44.
Nielsen, O.B. 1994: Lithostratigraphy and sedimentary petrography of the Paleocene and Eocene sediments from the Harre borehole, Denmark. Aarhus Geoscience 1, 15–34.
Nielsen, O.B. & Heilmann-Clausen, C. 1988: Palaeogene volcanism: the sedimentary record in Denmark. *I:* Morton, A.C. & Parson, L.M. (red.): Early Tertiary volcanism and the opening of the NE Atlantic. Geological Society Special Publication 39, 395–405.
Nielsen, O.B., Baumann, J., Deyu, Z., Heilmann-Clausen, C. & Larsen, G. 1986: Tertiary deposits in Store Bælt. *I:* Møller, J.T. (red.): Twentyfive years of Geology in Aarhus. Aarhus University, Geoskrifter 24, 235–253.
Nielsen, S.B., Clausen, O.R., Gallagher, K. & Balling, N. 2011: Testing models of basin inversion in the eastern North Sea using exceptionally accurate thermal and maturity data. Geophysical Research Abstracts 13, EGU abstract no 2011-7059.
Nielsen, T.D.F. 1980: The petrology of a melitolite, melteigite, carbonatite and syenite ring dyke system, in the Gardiner complex, East Greenland. Lithos 13, 181–197.
Noe-Nygaard, A. 1967: Dredged basalt from Skagerrak. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 17, 285–287.
Nordmann, V. (red.) 1928: Oversigt over Danmarks Geologi. Danmarks Geologiske Undersøgelse, V Række 4, 208 pp.
Norin, R. 1940: Problems concerning the volcanic ash layers of the Lower Tertiary of Denmark. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 62, 31–44.
Olesen, T & Ringskou, C. 2007: Åben, lukket og åben – Limfjorden i tusinde år. *I:* Ringskou, C. (red.): Fra Løgstør til Thyborøn, 9–15.
Pauly, H. 1963: Ikaite, a new mineral from Greenland. Arctic 16, 263–264.
Pedersen, A.K. & Jørgensen, K.Å. 1981: A textural study of basaltic tephras from Lower Tertiary diatomites in northern Denmark. *I:* S. Self & R.J.Sparks (red.): Tephra Studies. D. Reidel Publishing Company, 213–218.
Pedersen, A.K., Engell, J. & Rønsbo, J.G. 1975: Early Tertiary volcanism in the Skagerrak: New chemical evidence from ash layers in the mo-clay of northern Denmark. Lithos 8, 255–268.
Pedersen, G.K. 1978: Molerets Sedimentologi. Upubliceret speciale, Københavns Universitet, 156 pp.
Pedersen, G.K. 1981: Anoxic events during sedimentation of a Palaeogene diatomite in Denmark. Sedimentology 28, 487–504.
Pedersen, G.K. & Buchardt, B. 1996: The calcareous concretions (cementsten) in the Fur Formation (Palaeogene, Denmark): isotopic evidence of early diagenetic growth. Bulletin of the Geological Society of Denmark 43, 78–86.
Pedersen, G.K. & Surlyk, F. 1977: Dish structures in Eocene volcanic ash layers, Denmark. Sedimentology 28, 581–590.
Pedersen, G.K. & Surlyk, F. 1983: The Fur Formation, a late Paleocene ash-bearing diatomite from northern Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 32, 43–65.
Pedersen, G.K., Pedersen, S.A.S., Steffensen, J. & Pedersen, C.S. 2004: Clay content of a clayey diatomite, the Early Eocene Fur Formation, Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 51, 159–177.
Pedersen, S.A.S. 1982: Pilespidsstruktur. Varv 1982–4, 108–111.
Pedersen, S.A.S. 1987: Comparative studies of gravity tectonics in Quaternary sediments and sedimentary rocks related to fold belts. *I:* Jones, M.E. & Preston, R.M. (red.): Deformation of sediments and sedimentary rocks. Geological Society of London Special Publication 29, 165–180.
Pedersen, S.A.S. 1988: Glaciotectonite: Brecciated sediments and cataclastic sedimentary rocks formed subglacially. *I*: Goldthwait, R.P. & Matsch, C.L. (red.): Genetic classification of glacigenic deposits. Balkema, Rotterdam, 89–91.
Pedersen, S.A.S. 1989: Strukturgeologi ved Skarrehage. Strukturgeologisk undersøgelse af molerforekomsten ved Skarrehage molergrav. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Intern rapport 19, 1989/19, 40 pp.
Pedersen, S.A.S. 1990: Landet omkring molerhavet. Varv 1990–2, 47–58.
Pedersen, S.A.S. 1993: The Glaciodynamic Event and the Glaciodynamic Sequence. *I:* Aber, J.S. (red.): Glaciotectonics and Mapping Glacial Deposits. Canadian Plain Research Centre, University of Regina, 67–85.
Pedersen, S.A.S. 1996: Progressive glaciotectonic deformation in Weichselian and Palaeogene deposits at Feggeklit, northern Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 42, 153–174.
Pedersen, S.A.S. 1998: Molerfelt ved Harhøj, Ejerslev, Mors. Råstofgeologisk undersøgelse af molerforekomsten ved Harhøj, Ejerslev, nordlige Mors. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport 1998/111, 37 pp.
Pedersen, S.A.S. 2000a: Superimposed deformation in

glaciotectonics. Bulletin of the Geological Society of Denmark 46(2), 125–144.
Pedersen, S.A.S. 2000b: Geologisk undersøgelse af molerforekomsten på Anshede, vestlige del af Fur. Opbygningen af Anshede Molerfelt med nye beskrivelser af de nedre stratigrafiske niveauer af Fur Formationen fra Hestegård molergrav. Danmarks Geologiske Undersøgelse Rapport 2000/23, 44 pp.
Pedersen, S.A.S. 2002: Strukturgeologisk undersøgelse af molerforekomsten i den centrale del af bakkerkronen på Fur. Opmåling af molerreserver og overjordsmængder på matr. nr. 32k, 172a, 176a, 30aa, 174b og 135b, Fur. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport 2002/93, 34 pp.
Pedersen, S.A.S. 2005: Strukturgeologisk undersøgelse af Lynghøj molergrav, Skarrehage syd, Mors. Opmåling af molergraven ved Lynghøj med henblik på vurdering af tilbageværende råstofmængder. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport 2005/64, 17 pp.
Pedersen, S.A.S. 2006: Rubjerg Knude glacialtektoniske kompleks. Geologisk Tidsskrift 2006–1, 46 pp.
Pedersen, S.A.S. 2008a: Palaeogene diatomite deposits in Denmark: geological investigations and applied aspects. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 15, 21–24.
Pedersen, S.A.S. 2008b: Istidsdeformationerne i de danske klinter. Naturens Verden 2008/3, 12–25.
Pedersen, S.A.S. 2008c: Molerforekomsten ved Stærhøj, Sundby, Mors. Opmåling af molerressourcer og overjordsmængder i Stærhøj graveomdrådet i Sundby Bakker molerfelt, nordvestlige Mors. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport 2008/55, 26 pp.
Pedersen, S.A.S. 2011: Isfoldede lag i de danske kystklinter. *I*: Lindow, B. & Krüger, J. (red.): Geologiske naturperler – danske brikker til Jordens puslespil. Gyldendal. 113–127.
Pedersen, S.A.S. & Jakobsen, P.R. 1993: Molerundersøgelser af Knuden på Fur. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Kunderapport 19, 24 pp.
Pedersen; S.A.S. & Jørgensen, Y. 1989: Erslev molerfelt III. En 100 m dyb undersøgelsesboring til kalken under Erslev molerfelt. Danmarks Geologiske Undersøgelse intern rapport 1989/4, 31 pp.
Pedersen, S.A.S. & Petersen, K.S. 1985: Strukturgeologisk undersøgelse af Stærhøj, NV Mors. Danmarks Geologiske Undersøgelse, intern rapport 1985/7, 32 pp.
Pedersen, S.A.S. & Petersen, K.S. 1986: Lerboring i Skarrehage, undersøgelsesboringer gennem de nedre overgangslag i moleret i Skarrehage molergrav. Danmarks Geologiske Undersøgelse, intern rapport 1986/16, 35 pp.
Pedersen, S.A.S. & Petersen, K.S. 1988: Sand-filled frost wedges in glaciotectonically deformed mo-clay on the island of Fur, Denmark. *I*: Croot, D. (red.): Glaciotectonics: Forms and Porcesses, Balkema, Rotterdam, 185–190.
Pedersen, S.A.S. & Petersen, K.S. 2002: Geologisk kort over Danmark 1:50.000. Hanstholm. København: Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse.
Pedersen, S.A.S. & Platen, F.v. 2007a: Råstofressourcer i Sundby Bakker molerfelt, nordvestlige Mors. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport 2007/8, 29 pp.
Pedersen, S.S., Pedersen, G.K. & Noe, P. 1994: Mo-clay on Mors. Morsø Lokalhistoriske Forlag, 48 pp.
Pedersen, S.A.S., Lindgreen, H., Pedersen, G.K. 1998: Amorphous silica and hydrous aluminosilicates for production of construction materials. INCO-Copernicus project No. ERBIC15CT96 0712. Geological Survey of Denmark and Greenland, Rapport 1998/3, 47 pp.
Perch-Nielsen, K. 1976: New silicoflagellates and a silicoflagellate zonation in north European Paleocene and Eocene diatomites. Bulletin of the Geological Society of Denmark 25, 27–40.
Peters, D.S. 1988: Die Messel-Vögel – ein Landvogelfauna. *I*: Schaal, S. & Ziegler, W. (red.) Ein Schaufenster in die Geschichte der Erde und des Lebens. W. Kramer, Frankfurt am Main, 137–51.
Petersen, K.S. 1986: The Ertebølle 'køkkenmødding' and the marine development of the Limfjord, with particular reference to the molluscan fauna. Journal of Danish Archaeology 5, 77–84.
Petersen, K.S. 1990: Limfjordens geologiske udvikling set i lyset af forskningshistorien. Limfjordsprojektet, Rapport nr. 1, Århus Universitets trykkeri, 13–27.
Petersen, K.S. 1997: *Mytilus roesnaesiensis* Petersen 1973, and palaeoenvironmental implications of the genus *Mytilus* in the Danish Eocene. *I*: Thomsen, E. & Pedersen, S.A.S. (red.): Geology and Palaeontology of the Mo-Clay. Aarhus Geoscience 6, 29–32.
Petersen, K.S., Hoch, E. & Bonde, N. 1973: A new species of mytilid bivalve, and vertebrate remains from Lower Eocene marine deposits on Røsnæs, Denmark. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Årbog 1972, 79–86.
Prinz, W. 1885: A propos des coupes de diatomées du "Cementstein" du Jutland. Description minéralogique de cette roche. Bulletin de la Société Belge de Microscopie 11(6), 147–194.
Prinz, W. & van Ermengem, E. 1883: Recherches sur la structure de quelques diatomées continues dans le "Cementstein" du Jutland. Annales de la Société Belge de Microscopie 8, 1–74.
Rasmussen, E.S., Dybkjær, K & Piasecki, S. 2010: Lithostratigraphy of the Upper Oligocene – Miocene succession of Denmark. Geological Survey of Den-

mark and Greenland Bulletin 22, 92 pp.
Rasmussen, H.W. 1972: Lower Tertiary Crinoidea, Asteroidea and Ophiuroidea from Northern Europe and Greenland. Biologiske Skrifter, Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskab 19(7), 83 pp.
Ravn, J.P.J. 1897: Nogle bemærkninger om danske Tertiæraflejringers alder. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 1, 1–16.
Ravn, J.P.J. 1906: Om det saakaldte plastiske Lers Alder. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 2(12), 23–28.
Ravn, J.P.J. 1907: Molluskfaunaen i Jyllands Tertiæraflejringer. Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskabs Skrifter 7. Række, Naturvidenskabelig og mathematisk Afdeling, III (2), 231–239]
Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L. & DePaolo, D.J. 1998: Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. Chemical Geology 145, 117–152.
Rhoads, D.C. & Morse, J.V. 1971: Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. Lethaia 4, 413–428.
Rivera, T.A., Storey, M., Zeeden, C., Hilgen, F. & Kuiper, K. 2011: A refined astronomically calibrated $^{40}Ar/^{39}Ar$ age for Fish Canyon sanidine. Earth and Planetary Science Letters 311, 420–426.
Röhl, U., Bralower, T.J., Norris, R.D. & Wefer, G. 2000: New chronology for the late Paleocene thermal maximum and its environmental implications. Geology 28, 927–930.
Röhl, U., Westerhold, T., Bralower, T.J., Zachos, J.C. 2007: On the duration of the Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM). Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8, doi: 10.1029/2007GC001784.
Rosenkrantz, A. 1924: De københavnske Grønsandslag og deres Placering i den danske Lagrække. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening 6, 1–39.
Rust, J. 1999: Biologie der Insekten aus dem ältesten Tertiär Nordeuropas. Habilitation-Thesis, University of Göttingen, 482 pp + 34 plancher.
Rust, J. 2000: Fossil record of mass moth migration. Nature 405, 530–531.
Rust, J. & Andersen, N.M. 1999: Giant ants from the Paleogene of Denmark with a discussion of the fossil history and early evolution of ants (Hymenoptera: Formicidae). Zoological Journal of the Linnean Society 125, 331–348.
Rust, J., Stumpner, A. & Gottwald, J. 1999: Singing and hearing in a Tertiary bushcricket. Nature 399, 650.
Rønsbo, J.G., Pedersen, A.K. & Engell, J. 1977: Titanaegirine from early Tertiary ash layers in northern Denmark. Lithos 10, 193–204.
Rørdam, K. 1909: Geologi og Jordbundslære. 2. Bind: Danmarks Geologi. Gyldendalske Boghandel Nordisk Forlag, 225 pp.
Sageman, B.B., Wignall, P.B. & Kaufman, E.G. 1991: Biofacies models for organic-rich facies: tool for paleoenvironmental analysis. *I*: Einsele, G., Seilacher, A. & Ricken, W. (red.): Cycles and events in stratigraphy. Springer Verlag, Berlin, 542–564.
Sakala, J. & Gryc, V. 2011: A new species of *Rhysocaryoxylon* (Juglandaceae) from the Lower Eocene Fur Formation of Mors island (northwest Jutland, Denmark). Bulletin of the Geological Society of Denmark 59, 45–49.
Sancetta, C. 1999: Diatoms and marine paleoceanography. *I:* Stoermer, E.F. & Smol, J.P. (red.): The diatoms: Applications for the environmental and Earth sciences. Cambridge University Press, 374–386.
Sandersen, P.B.E., Jørgensen, F., Larsen, N.K., Westergaard, J.H., & Auken, E. 2009: Rapid tunnel-valley formation beneath the receding Late Weichselian ice sheet in Vendsyssel, Denmark. Boreas 38, 834–851.
Santini, F. & Tyler, J. 2003: A phylogeny of the families of fossil and extant tetraodontiform fishes (Acanthomorpha, Tetraodontiformes), Upper Cretaceous to Recent. Zoological Journal of the Linnean Society (London) 139, 565–617.
Santini, F. & Tyler, J. 2004: The importance of even highly incomplete fossil taxa in reconstructing the phylogenetic relationships of the Tetraodontiformes (Acanthomorpha: Pisces). Integrative and Comparative Biology 44, 349–357.
Saunders, A.D., Fitton, J.G., Kerr, A.C., Norry, M.J. & Kent, R.W. 1997: The North Atlantic Igneous Province. *I:* J. J. Mahoney and M. L. Coffin (red.): Large Igneous Provinces. Geophysical Monograph 100, 45–93. Washington, D.C.: American Geophysical Union.
Savrda, C.E. & Bottjer, D.J. 1991: Oxygen-related biofacies in marine strata: an overview and update. *I*: Tyson, R.V. & Pearson, T.H. (red.): Modern and ancient continental shelf anoxia. Geological Society of London, Special Publication 58, 201–219.
Schäfer, W. 1962: Tod, Zerlegung und Einbettung der Meerestiere in Abhängigkeit von ihrem Bau und ihrem Leben. I. Vertebrata. *I:* Schäfer, W.: Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee, 17–104. Verlag Waldemar Kramer, Frankfurt am Main.
Schiøler, P., Andsbjerg, J., Clausen, O.R., Dam, G., Dybkjær, K., Hamberg, L., Heilmann-Clausen, C., Johannessen, E.P., Kristensen, L.E., Prince, I. & Rasmussen, J.A. 2007: Lithostratigraphy of the Palaeogene – Lower Neogene succession of the Danish North Sea. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 12, 77 pp. + 5 plancher.
Schmitz, B., Heilmann-Clausen, C., King, C., Steurbaut, E., Andreasson, F.P., Corfield, R.M. & Cartlidge, J.E. 1996: Stable isotope and biotic evolution

in the North Sea during the early Eocene: the Albæk Hoved section, Denmark. *I*: Knox, R.W.O'B., Corfield, R.M. & Dunay, R.E. (red.): Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. Geological Society of London, Special Publication 101, 275–306.

Schmitz, B., Peuker-Ehrenbrink, B., Heilmann-Clausen, C., Åberg, G., Asaro, F. & Lee, C-T. A. 2004: Basaltic explosive volcanism, but not comet impact, at the Paleocene–Eocene boundary: high-resolution chemical and isotopic records from Egypt, Spain and Denmark. Earth and Planetary Science Letters 225, 1–17.

Schrader, H.-J. 1971: Selektive Auflösung planktischer Diatomeen im Seegebiet zwischen 15-43 nördlicher Breite und 8-30 westlicher Länge. *I*: Farinacci (red.): Proc. 2nd Planktonic Conference Roma 1970, 1139–1147.

Schrader, H.-J. 1972: Anlösung und Konversation von Diatomeenschalen beim Absinken am Beispiel des Landsort-Tiefs in der Ostsee. *I*: Simonsen (red.): First Symposium on recent and fossil marine diatoms. Beihefte Nova Hedwigia 39, 191–216.

Schröder, T. 1992: A Palynological Zonation for the Paleocene of the North Sea Basin. Journal of Micropalaeontology 11, 113–126.

Schultz, B.P. 2009: Pseudomorph after ikaite – called glendonite, is it a geological thermometer in cold sediments or geological oddity as it occurs close to PETM in the Fur formation. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science 6, doi:10.1088/1755-1307/6/7/072059

Schultz , B.P., Madsen, H., Sylvestersen, R. & Bonde, N. 2011: Moler – det hvide ler. *I*: Lindow, B. & Krüger, J. (red.): Geologiske naturperler. Gyldendal, 68–86.

Selleck, B.W., Carr, P.F. & Jones, B.G. 2007: A review and synthesis of glendonites (pseudomorphs after ikaite) with new data: assessing applicability as recorders of ancient coldwater conditions. Journal of Sedimentary Research 77, 980–991.

Sharma, P.V. 1969: Early Tertiary field reversals recorded in volcanic ash layers of northern Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 19, 218–223.

Sharma, P.V. 1970: Geophysical evidence for a buried volcanic mount in Skagerrak. Bulletin of the Geological Society of Denmark 19, 368–377.

Sims, P.A., Mann, D.G. & Medlin, L.K. 2006: Evolution of diatoms: insight from fossil, biological and molecular data. Phycologia 45(4), 361–402.

Śliwińska, K.K, Abrahamsen, N., Beyer, C., Brünings-Hansen, T., Thomsen, E., Ulleberg, K. & Heilmann-Clausen, C. 2012: Bio- and magnetostratigraphy of Rupelian – mid Chattian deposits from the Danish land area. Review of Palaeobotany and Palynology 172, 48–69.

Sluijs, A. & Brinkhuis, H. 2009: A dynamic climate and ecosystem state during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum: Inferences from dinoflagellate cyst assemblages on the New Jersey shelf. Biogeosciences 6, 1755–1781.

Sluijs, A., *et al*. 2006: Subtropical Arctic Ocean temperatures during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. Nature 441, 610–613.

Spjeldnæs, N. 1975: Palaeogeography and facies distribution in the Tertiary of Denmark and surrounding areas. Norges Geologiske Undersøkelse 316, 289–311.

Stolley, E. 1899: Über Diluvialgeschiebe des London thons in Schleswig-Holstein und das Alter der Molerformation Jutlands sowie das baltische Eozän überhaupt. Archiv für Antropologie und Geologie Schleswig-Holsteins 3, 105–146.

Storey, M., Duncan, R.A. & Swisher, C.L. 2007: Paleocene-Eocene thermal maximum and the opening of the Northeast Atlantic. Science 316, 587–589.

Suess, E., Balzer, W., Hesse, K., Muller, P.J., Ungerer, P.J. & Wefer, G. 1982: Calcium carbonate hexahydrate from organic-rich sediments of the Antarctic shelf : precursor of glendonites. Science 216, 1128–1131.

Suppe, J. 1985: Principles of structural geology. New Jersey: Prentice-Hall Inc., 537 pp.

Svensen, H., Planke, S., Malthe-Sørenssen, A., Jamtveit, B., Myklebust, R., Eidem, T.R. & Rey, S.S. 2004: Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. Nature 429, 542–545.

Teichert, B.M.A. &Luppold, F.W. 2009: Glendonite formation in Early Jurassic dark shales – Evidence for methane seepage in northern Germany. 19th V.M. Goldschmidt Conference, Davos/Switzerland, June, 21.-26 2009, Geochimica et Cosmochimica Acta 73 (Supplement 1), A1319.

Ter-Borch, N. 1991: Geologisk kort over Danmark 1:500 000, Kalkoverfladens struktur. Danmarks Geologiske Undersøgelse, Kortserie Nr. 7.

Thomas, E. 1998: Biogeography of the Late Paleeocene benthic foraminiferal extinction. *I:* Aubry, M.-P., Luca, S., and Berggren, W.A. (red.): Late Paleocene-Early Eocene climatic and biotic events in the marine and terrestrial record. New York, Columbia University Press, 214–243.

Thomsen, E. & Danielsen, M. 1995: Transitional Paleocene/Eocene ash-bearing diatomite from the eastern North Sea. Tertiary Research 15, 111–120.

Tréguer, P., Nelson, D.M., van Bennekom, A.J., DeMaster, D.J., Leynaert, A. & Quéguiner, B. 1995: The silica balance in the World ocean: A reestimate. Science 268, 375–379.

Tyler, J., Bronzi, P. & Ghiandoni, A. 2000: The Cretaceous fishes of Nardò 11. A new genus and species of Zeiformes, *Cretazeus rinaldii*, the earliest record for the order. Boll. Mus. Civ. Stor. Nat. Verona 24, 11–28.

Tyler, J. & Santini, F. 2002: Review and reconstructions of the tetraodontiform fishes from the Eocene of Monte Bolca, Italy, with comments on related Tertiary taxa. Studi e Rieche sui Giacimenti Terziari di Bolca, Museo Civico di Storia Naturale di Verona 9, 47–119.

Tyler, J. & Santini, F. 2005: A phylogeny of the fossil and extant zeiform-like fishes, Upper Cretaceous to Recent, with comments on the putative zeomorph clade (Acanthomorpha). Zoologica Scripta 34, 157–175.

Tyson, R.V. & Pearson, T.H. 1991: Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. *I*: Tyson, R.V. & Pearson, T.H. (red.): Modern and ancient continental shelf anoxia. Geological Society of London, Special Publication 58, 1–24.

Ussing, N.V. 1904: Moler og vulkansk Aske. *I*: Danmarks Geologi i almenfatteligt Omrids, 2. udgave, Danmarks Geologiske Undersøgelse, III Række 2, 142–149.

Ussing, N.V. 1907: Om Floddale og Randmoræner i Jylland. Oversigt over Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskabs Forhandlinger 4, 161–210.

Vejbæk, O.V. 2006: Ørken og salthav. *I*: Larsen, G. (red.): Naturen i Danmark– Geologien. Gyldendal, 125–138.

Vinther, J. 2010: Dinosaurer nu i Technicolor. Geologisk Nyt 2010–1, 4–9.

Vinther, J., Briggs, D.E.G., Prum, R.O. & Saranathan, V. 2008: The colour of fossil feathers. Biology Letters 4, 522–525.

von Salis, K. 1993: First Oligocene silicoflagellates from N. Europe (Silstrup, Denmark). Zitteliana 20, 79–86.

Waterhouse, D.M., Lindow, B., Zelenkov, N.V. & Dyke, G.J. 2008: Two new parrots (Psittaciformes) from the Lower Eocene Fur Formation of Denmark. Palaeontology 51(3), 575–582.

Westerhold, T., Röhl, U., Laskar, J., Raffi, I., Bowles, J., Lourens, L.J. & Zachos, J.C. 2007: On the duration of magnetochrons C24r and C25n and the timing of early Eocene global warming events: implications from the Ocean Drilling Program Leg 208 Walvis Ridge depth transect. Paleoceanography 22, doi: 10.1029.2006 PA001322.

Westerhold, T., Röhl, U., McCarren, H.K. & Zachos, J.C. 2009: Latest on the absolute age of the Paleocene−Eocene Thermal Maximum (PETM): New insights from exact stratigraphic position of the key ash layers +19 and −17. Earth and Planetary Science Letters 287, 412−419.

Willmann, R. 1977: Mecopteren aus dem untereozänen Moler des Limfjordes (Dänemark). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte 1977(12), 735–744.

Willmann, R. 1990: Insekten aus der Fur-Formation von Dänemark (Moler, ob. Palaozän/unt. Eozän?). 1. Allgemeines. Meyniana 42, 1–14.

Willumsen, P.S. 1997: En palynologisk undersøgelse af den askeførende Fur Formation. Upubliceret cand. scient. thesis. Aarhus Universitet, 147 pp.

Willumsen, P.S., 1998: Terrestrial and marine palynomorph assemblages from the Danish Fur Formation, at the Paleocene/Eocene transition. Extended abstract published in: La limite Paléocene-Éocène en Europe: Événements et Corrélations. Séance spécialisée, Strata 9, 130–133.

Willumsen, P.S. 2004: Palynology of the Lower Eocene deposits of northwest Jutland, Denmark. Bulletin of the Geological Society of Denmark 52, 141–157.

Wing, S.L., Harrington, G.J., Smith, F.A., Bloch, J.I., Boyer, D.M. & Freeman, K.H. 2005: Transient floral change and rapid global warming at the Palaeocene–Eocene boundary. Science 310, 993–996.

Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E & Billups, K. 2001: Trends, rhytms and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science 292, 686−693.

Zachos, J.C., Dickens, G.R. & Zeebe, R.E. 2008: An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. Nature 451, 279−283.

Ziegler, P.A. 1988: Evolution of the Arctic–North Atlantic and Western Tethys. AAPG Memoir 43, 198 pp + 30 plates.

Åm, K. 1973: Geophysical indications of Permian and Tertiary igneous activity in the Skagerrak. Norges Geologiske Undersøkelse 287, 1–25.

Indhold:

Michael Houmark-Nielsen: Stevns halvøen og kvartærtidens isstrømme 1

Troels F.D. Nielsen: Diamantbærende kimberlit og aillikit i det sydlige Vestgrønland 12

Gunver Krarup Pedersen, Stig Schack Pedersen, Niels Bonde, Claus Heilmann-Clausen,
Lotte Melchior Larsen, Bent Lindow, Henrik Madsen, Asger Ken Pedersen, Jes Rust,
Bo Pagh Schultz, Michael Storey, Pi Suhr Willumsen:
Moleområdets geologi - sedimenter, fossiler, askelag og glacialtektonik 41

Bestyrelsens beretning 2011 136

one2one.dk

ISSN 1350-0150