

Palynofacies och mineralogi över krita-paleogengränsen vid Stevns Klint och Kjølby Gaard, Danmark

Peter Larsson

Examensarbeten i Geologi vid
Lunds universitet - Berggrundsgeologi, nr. 184



Lunds univ. Geobiblioteket



15000

601139037

Geologiska institutionen
Centrum för GeoBiosfärsvetenskap
Lunds universitet
2005

Li

**Palynofacies och mineralogi över krita-
paleogengränsen vid Stevns Klint och Kjølby
Gaard, Danmark**

Examensarbete
Peter Larsson

Geologiska Institutionen
Lunds Universitet
2005

English abstract	3
Svensk sammanfattning	4
1. Inledning	5
1.1 Krita- paleogeneventet	6
2. Områdets geologi	7
2.1 Stevns Klint	7
2.2 Kjølby Gaard	9
3. Material och Metodik	9
3.1 Provtagning	9
3.2 Mössbaueranalys	10
3.3 Röntgendiffraktion	13
3.4 Palynofaciesanalys	14
4. Resultat	15
4.1 Mössbaueranalys	15
4.2 Röntgendiffraktion	17
4.3 Palynofaciesanalys	17
5. Diskussion	21
6. Sammanfattning	23
7. Tack	23
8. Referenser	24
9. Appendix	

Palynofacies and mineralogy of the Cretaceous-Paleogene boundary at Stevns Klint and Kjølbj Gaard, Denmark

Peter Larsson

Larsson, P., 2005: Palynofacies and mineralogy of the Cretaceous-Paleogene boundary at Stevns Klint and Kjølbj Gaard, Denmark. Master thesis in geology at Lund University. 20 points. No 184, 26 pp.

Abstract: The devastation of ecosystems as a consequence of the Chicxulub meteorite impact 65 million years ago is clearly detectable in the geological record all over the globe. A high resolution investigation spanning the Cretaceous-Paleogene boundary was carried out in two marine sections: Stevns Klint and Kjølbj Gaard, Denmark. Palynofacies analyses, Mössbauer spectroscopy and X-ray diffraction were employed in order to unravel the palynological and mineralogical characteristics of the Cretaceous-Paleocene boundary to determine environmental changes connected to this mass-extinction event.

The palynological debris is divided into four groups; pollen and spores, dinoflagellates, amorphous organic matter (AOM) and wood. The palynological matter at Stevns Klint is in the Late Cretaceous limestone dominated by wood remains (50%) and AOM. The boundary is met with an abrupt change of the organic compound and the dinoflagellates increase from 28% below the boundary to 88% in the boundary layer. Above the boundary, in the earliest Paleocene, AOM becomes the dominating component. The palynological matter at Kjølbj Gaard is dominated by dinoflagellates and wood through the entire investigated section, presumably due to reworking of the boundary layer.

The clay-mineralogical diffractograms reveal that the boundary clay, at both localities, is dominated by clays belonging to the smectite group, mainly montmorillonite but also stevensite and saponite. Illite only occurs above the boundary at Stevns Klint, but both under and in the boundary layer at Kjølbj Gaard. Fluorapatite only occurs above the boundary layer at both sections.

Mössbauer spectroscopy has shown that iron oxides and hydroxides, such as hematite and goethite, are commonly associated with diagenetic clays in impact deposits. The study in Stevns Klint shows that Fe associated with nano-phase of goethite is abundant in the boundary clay while the concentration is dramatically lower below and above the boundary. Immediately above fisk-ler clay, all iron is associated with apatite, while below the boundary no Fe-bearing phases could be identified. This demonstrates that nano-sized goethite is an excellent marker of the Cretaceous-Paleogene boundary at Stevns Klint.

The relative changes in palynological matter and mineralogy over the Cretaceous-Paleogene boundary is herein interpreted to be due to the Chicxulub impact, meaning it was a dramatic change in biotic productivity. The change in mineralogy possibly reflects the altered products of the meteorite.

Keywords: Mössbauer, Cretaceous-Paleogene, XRD, palynofacies, Stevns Klint, Kjølbj Gaard

Peter Larsson, Department of Geology, GeoBiosphere Science Centre, Lund University
Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden. E-mail: peter.larsson@novell.geol.lu.se

Palynofacies och mineralogi över krita-paleogen gränsen vid Stevns Klint och Kjølby Gaard, Danmark

Peter Larsson

Larsson, P., 2005: Palynofacies och mineralogi över krita-paleogen gränsen vid Stevns Klint och Kjølby Gaard, Danmark. Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet. 20 poäng. Nr 184, 26 pp.

Sammanfattning: De förödande konsekvenserna för ekosystemen i samband med nedslaget av en asteroid för 65 miljoner år sedan, i det som idag är Yucatanhalvön, Mexiko, kan spåras i lagerföljderna över hela världen. En hög upplösningsundersökning över krita-paleogen gränsen har utförts i två marina sekvenser - Stevns Klint och Kjølby Gaard, Danmark. Sedimenten analyserades med palynofaciesanalys, Mössbauerspektroskopi och röntgendiffraktion (XRD) för att avslöja de palynologiska och mineralogiska karaktärerna hos krita-paleogen gränsen. Resultaten har använts för att tolka miljöförändringar i samband med massutdöendet.

Det organiska materialet i proverna har indelats i fem grupper; pollen och sporer, dinoflagellater, amorft organiskt material (AOM), svart ved och brun ved. Palynodebris i kalkstenen närmast under gränslagret, vid Stevns Klint, domineras av ved (50%) och AOM. Vid gränsen sker en tvär förändring av sammansättningen av det organiska materialet och dinoflagellater ökar från 28% under gränsen till 88% i gränslagret. I sedimenten från tidigaste paleogen, utgör AOM den dominerande komponenten i Stevns Klint. I Kjølby Gaard dominerar dinoflagellater och ved det organiska materialet genom hela den studerade sekvensen, där det sist nämnda förmodligen beror på att gränslagret har till viss del omarbetats.

Lermineraldiffraktogrammet avslöjar att gränslagret, vid båda lokalerna, domineras av lermineral tillhörande smektit-gruppen, främst montmorillonit men också stevensit och saponit. Illit förekommer endast över gränsen i Stevns Klint, medan det i Kjølby Gaard både förekommer under och i gränslagret. Fluorapatit förekommer endast över gränslagret i sedimenten vid båda lokalerna.

Tidigare resultat från Mössbauerspektroskopi har visat att järnoxider och -hydroxider så som hematit och goethit, ofta förekommer tillsammans med den typen av lermineral som bildas i samband med asteroidnerslag. Denna studie visar att det i gränslagret vid Stevns Klint finns riklig med järn i nanofaser av goethit. Omedelbart ovanför gränslagret förekommer allt järn tillsammans med apatit, medan järnbärande faser inte identifierats under och över gränsen. Dessa resultat visar att nanopartiklar av goethit är en utmärkt markör för krita-paleogen gränsen vid Stevns Klint.

Orsaken till den relativa förändringen som man ser i sammansättningen av det organiska materialet och mineralogin över krita-paleogen gränsen tolkas här som en effekt av nedslaget i Mexiko för 65 miljoner år sedan, nämligen en dramatisk förändring i den biologiska produktiviteten. Förändringen i mineralogin är möjligen en reflektion av förändrade produkter av asteroiden.

Nyckelord: Mössbauer, krita-paleogen, XRD, palynofacies, Stevns Klint, Kjølby Gaard.

Peter Larsson, Geologiska Institutionen, Lunds Universitet, Sölvegatan 12, SE- 223 63 Lund, Sverige.
E-mail: peter.larsson@novell.geol.lu.se

1. Inledning

Det har skett ett flertal massutdöenden under jordens historia och det senaste, stora massutdöendet skedde vid gränsen mellan krita och paleogen för 65 miljoner år sedan. En asteroid slog då ner utanför Chicxulub på Yucatanhalvön i dagens Mexiko (Fig. 1). Området där meteoriten slog ner var då ett varmt grundhav. Meteoriten hade en diameter på 10 km och en hastighet av 30 km/s då den slog ner.



Fig. 1. Översiktskarta över området där asteroidnedslaget skedde. Det bildades en 180 km bred krater på den nordvästra sidan av Yucatan halvön (Hollis 2003).

Asteroiden bildade en krater som är 180 km i diameter och som idag är täckt av 1000 m post-kretaceiska sediment (Alvarez 1997). Vid nedslaget förångades stora volymer sediment, främst gips och kalksten, vilket frigjorde enorma mängder svavel. Stora mängder av svavlet spreds i atmosfären till-

sammans med vattenånga och bildade svavelsyra (H_2SO_4) som spred sig globalt via stratosfären (Pope 2002). En liten del av svavlet som frigjordes, blev till svavelsyra-aerosoler, d.v.s. mycket små droppar som kan hålla sig svävande i atmosfären under en lång tid. Som en direkt konsekvens av meteoritnedslaget antändes skogar över kontinenter och sot från bränderna steg upp i atmosfären och hindrade instrålningen av solljus (Alvarez 1997). Allt detta tillsammans ledde till att instrålningen av solljus minskade dramatiskt, under flera år (Pope 2002, Ocampo *et al.* 2005). Nedslaget gav även upphov till väldiga flodvågor s.k. tsunamis, som spred sig över mexikanska golfen. När de nådde kusten skövlades skogarna och väldiga sedimentmassor sattes i rörelse på shelferna, vilka blev till undervattensskred som avsattes där golfen är som djupast (Alvarez 1997). En konsekvens av tsunamin är att sedimenten i meteoritkraterns närområde är omarbetade och därför svårtolkade, t.ex. saknas en väldefinierad krita-paleogengräns i denna region (Ocampo *et al.* 2005).

Det lerlager som ofta utgör gränsen mellan krita och paleogen uppvisar generellt tre utmärkande karaktärer; 1) en relativt hög halt av iridium och andra element tillhörande gruppen jordartsmetaller (Orth *et al.* 1981), 2) sfäruler eller mikrotektiter vilka är ihåliga, glasaktiga sfärer som bildats av nedsmälta bergarter i samband med det kraftiga nedslaget (Ocampo *et al.* 2005), 3) chockad kvarts, vilket är kvarts vars regelbundna kristallina struktur har blivit förstörd i samband med de krafter den utsatts för i

samband med meteoritnedslaget (Hildebrand *et al.* 1990). Detta arbete har som mål att klarlägga palynologiska och mineralogiska egenskaper i gränslagret krita-paleogen för att söka efter nycklar till miljöförändringar i samband med massutdöendet. Följande metoder tillämpas; palynofaciesanalys, röntgendiffraktion (XRD) och Mössbauerspektroskopi då dessa metoder inte tidigare har tillämpats tillsammans vid en så pass detaljerad analys. Geologiska lokaler som har valts ut är Stevns Klint som uppvisar ett mycket distinkt gränslager samt Kjølby Gaard vilken saknar en tydligt markerad gräns.

1.1 Krita - paleogeneventet

Man beräknar att ungefär 65-70 % av alla arter dog ut vid krita-paleogengränsen och de grupper som överlevde drabbades, även de, hårt i flesta fall.

1.1.1 Marin fauna

Marina reptiler så som plesiosaurier och mosasaurier, vilka var havets toppredatorer under sen krita, dog ut i maastricht tillsammans med de största marina sköldpaddorna. Ammoniterna var vitt spridda och ett av de vanligaste marina djuren genom hela mesozoikum. Man har identifierat nio släkten av ammoniter i översta maastricht, vilket tyder på att de levde ända fram till gränsen till paleogen, då de dog ut. Belemniterna som redan började minska i diversitet och antal före krita-paleogeneventet drabbades hårt av katastrofen och de försvann för gott i samband med detta massutdöende. Bland mikroskopiska organismer dog de mer komplexa formerna ut först, medan de enklare, ospecialiserade formerna klarade sig bättre och bland foraminiferer drabbades bentiska arter i mindre utsträckning av utdöendet än de planktiska (Brasier 2004).

Brachiopoderna överlevde paleogen-eventet, men av de 27 vanligaste arterna i översta maastricht klarade sig bara sex arter in i paleogen. De överlevande arterna är morfologiskt mer ospecialiserade former, vilket gör att de förmodligen är mer toleranta mot förändringar i miljön och antagligen anledningen till att de klarade sig. Gastropoderna påverkades inte nämnvärt av utdöendet, medan alla släkten av bivalver, utom ett, dog ut.

1.1.2. Terrestrisk fauna

Dinosaurierna, jura och kritatidens stora reptiler, dog ut vid krita-paleogengränsen (Fastovsky *et al.* 2004) och det gjorde även pterosaurierna (flygödlorna) (Dixon *et al.* 2001; Fig. 2). Av fåglar dog 75 % av alla arter ut. En familj sköldpaddor dog ut vid slutet av krita medan sex familjer klarade sig in i tertiär. Alla arter av groddjur klarade sig igenom eventet vid slutet av krita, medan 6 % av ödlor och ormar liksom 36 % av alla krokodilarter försvann för gott (Dixon *et al.* 2001).



Fig. 2. Flygödlorna dog ut vid krita-paleogengränsen (Cox *et al.* 2002).

Trots att 75 % av pungdjuren och 14 % av moderkaksdjuren dog ut, var däggdjuren de stora vinnarna vid återhämtningen i paleocen och var de som tog över den ekologiska nisch som dinosaurierna tidigare hade tagit i anspråk (Dixon *et al.* 2001).

1.1.3 Vegetationens respons på krita-paleogeneventet

Det finns många bevis för globalt utdöende av vegetation vid krita-paleogengränsen men det finns viktiga regionala skillnader vid övergången från krita till paleocen. Data tyder på både en massiv förödelse och massutdöende av växter i Nord Amerika,

men främst förödelse av vegetationen på södra halvklotet, vilket resulterar i en dramatisk men kortvarig förändring i sammansättningen av olika växtgrupper (Vajda *et al.* 2001). Förändringar i florans sammansättning framträder med millimeter precision i många terrestriska sektioner, vilket möjliggör en exakt identifiering av krita-paleogengränsen. Det mest karakteristiska palynologiska kännetecknet vid gränsen är det plötsliga försvinnandet av en divers sen-kretaceisk pollenassociation (från maastricht), vilken följs av en succession av ormbunkar i tidigaste paleocen. Ormbunkstoppen återfinns över hela jorden i terrestriska sediment direkt över gränslagret.

2. Områdets geologi

Under sen karbon fram till tidig perm påbörjades, i samband med riftbildning, utvecklingen av ett antal stora sedimentbassänger i nordvästra Europa och vid slutet av jura var en serie stora riftbassänger bildade. Under efterföljande krita-perioden skedde en subsidens av bassängerna och senare delen av krita (campan- tidig maastricht) utmärks av maximal transgression (Fig. 3).

Klimatet på den Baltiska skölden var torrt vilket innebar att mycket lite terrigent material nådde havet (Surlyk 1997). Miljön i havet gjorde att det bildades enorma algbloomingar av coccolithoforider vilka bildade mäktiga kalksediment. I strandnära av-

sättningsmiljöer övergår kalkstensfacies till siltsten och sandsten. Kalkstenssedimenten från övre krita-undre paleocen (dan) har en mäktighet på över 2000 meter i den danska bassängen. I slutet av maastricht skedde det en upplyftning av området, vilket orsakade erosion samt en regression och karbonater från dan bildades därefter i ett grundare hav (Surlyk 1997).

2.1 Stevns Klint

Den 12 km långa klippsektionen vid Stevns Klint är svagt veckad i tre antiklinaler och mellanliggande synklinaler och krita-paleogengränsen är därför blotad på olika nivåer. Totalt har en uppdelning i sex olika lager gjorts i denna studie, lager I-VI, baserat på Schmitz (1985) tillsammans med egna iakttagelser. Vid Stevns Klint består gränsovergången av kalksten från översta maastricht (lager I), gränslagret (lager II-V), samt den tidiga paleocena kalkstenen (lager VI).

Lager I

Kalkstenen under krita-paleogengränsen utgörs av skrivkrita, rik på bryozoa. Horisonter av flintnoder avspeglar den irreguljära paleobottentopografen. Uppåt övergår litologin gradvis till en relativt djuphavsavsatt, fossilfattig kalksten med spridda flint-

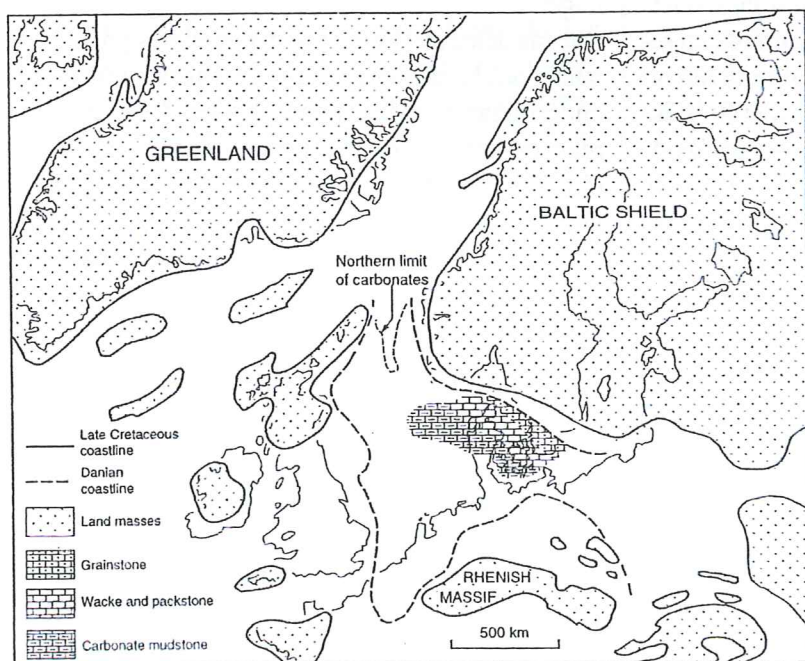


Fig. 3. En översiktsskarta över nordeuropa- nord atlantregionen så som det såg ut under tidsperioderna maastricht - dan. Kustlinjen så som den såg ut i maastricht indikeras med en heldragen linje och kustlinjen för dan indikeras med en streckad linje (baserad på data från Ziegler 1990; Thomsen 1995 och Surlyk 1997).

noduler. Spårfossilerna *Zoophycos* karakteriserar denna del av lagerföljden. Den här enhetens övre del innehåller två hardgrounds med ca 10 centimeters mellanrum. Ytan av de två hardgrounden visar en småskalig relief som förmodligen bildats genom erosion av strömmar eller genom upplösning. Dessa två hardground följs av en 2-4 cm mäktig enhet av ljusgrå kalkslam, rik på bryozoaer och andra små suspensionsätare och som blev deponerad i små asymmetriska bioherm. Dessa biohermer vilka bildades i slutet av maastricht är mindre och har ett mycket högre innehåll av coccoliter än biohermerna från dan, vilket enligt Surlyk (1997) är en indikation på att de har bildats på ett större djup med lägre energi i strömmarna.

Lager II

Vid Stevns Klint övergår den översta maastrichtiska kalkstenen till en mörk, organiskt rikt gränslager (fiskler) som består av flera urskiljbara horisonter. Understa fisklerslagret består av en 1-1,5 cm mäktig, grå mörk. Även om gränsen till den underliggande kritkalkstenen ibland blivit beskriven som skarp, är det möjligt att på vissa platser urskilja en gradvis övergång från kritkalkstenen till det understa fisklerslagret.

Lager III

Understa delen av detta lager består av en röd lerhorisont (0,3-0,4 mm). Matrix är ljusgrått men sedimentet framstår som rött p.g.a. den stora mängden pyritkonkretioner vilka är delvis eller fullständigt oxiderade till goethit. Pyritkonkretionerna är ofta något tillplattade med en diameter på 0,1-5 cm och kan vara nedpressade i den underliggande mörka leran. Över detta lager följer en svart mörk som är 1-2 cm mäktig och rik på organiskt material. Även denna horisont innehåller pyritkonkretioner men de är mindre och förekommer inte i samma utsträckning som i den underliggande, röda lerhorisonten.

Lager IV

Gränslagret fortsätter som en 3-5 cm mäktig, svart-ljusgrå, randig mörk vilken bara återfinns i de djupaste delarna av bassängen. Den horisontella utbredningen av den ljusgråa mörkeln slutar ofta abrupt, vilket ger intrycket av en platt, utdragen lins



Fig. 4. Karta över Danmark, provtagningslokaler är markerade med rött.

som startar direkt över pyrithorisonten (lager III). Det är en väl utvecklad spaltning längs lagerplanen och lamineringen är inte avbruten trots den relativt omfattade mäktigheten vilket tyder på att det inte fanns någon bottenfauna vid tiden för dess bildning (Christensen *et al.* 1973; Schmitz 1985).

Lager V

Översta delen av fiskleret består av en ljusgrå, klart randig och ådrad mörk, vilken skiljer sig från den underliggande mörka leran. Dess undre gräns är relativt skarp, medan den övre gränsen kan vara diffus med en gradvis ökning av kritfragment uppåt. De vita kritfragmenten kan anta formen av platta linser eller ha en distinkt konglomeratisk karaktär. Det här lagret övergår till Cerithiumkalkstenen vilken är av yngsta dan ålder (Christensen *et al.* 1973; Schmitz 1985).

Lager VI

Cerithiumkalkstenen innehåller biohermer bestående av fragmenterade bryozoaer inbäddade i ett fin-kornigt matrix av coccoliter, foraminiferer samt skal av ryggradslösa djur. Biohermerna vid Stevns Klint är generellt 5-10 m höga och 50-75 m långa. Omkring 20 m bryozokalksten av tidig dan ålder är

blottad vid Stevns Klint. Asymmetrin och tillväxningsriktningen är relaterad till det tjocka svarta flintlagren, vilket avspeglar en låg sedimentationshastighet (Surlyk 1997).

2.2 Kjølby Gaard

Inom danska bassängen finns det en stor variation i den finskaliga litologin över krita-paleogengränsen, från en komplex litologi vid Stevns Klint, till en närmast kontinuerlig pelagisk utveckling på norra Jylland. Ett antal lokaler som omger den halokinetiskt kontrollerade, "Lower Hanstholm dome", har de mest kompletta, ostörda sekvenserna i bassängen. Vid Kjølby Gaard är gränsen blottad. Vi hade tur då vi besökte lokalen eftersom bonden på Kjølby Gaard hade grävt ut en färsk blottning av gränsen. Den enhetliga lagerföljden indikerar att domen inte var aktiv förrän efter krita-paleogengränsen, men under holocen var höjningen mellan 5-10 meter. Lokala variationer i utvecklingen av märgellagret är i stor utsträckning beroende av postdepositionella rörelser i domen där märgeln verkade som inre glidytta (Håkansson & Hansen 1979). Övre maastricht består vid Kjølby Gaard till stor del av skrivkrita med spridda flintlager. Märgellagret som utgör gränslagret är mellan 2-8 cm mäktigt. Ovanpå följer bryozokalksten från dan, vilken i den basala delen utgörs av ett konglomerat med kantiga till runda klaster av pelagisk kalk. Man har kunnat påvisa attkonglomeratet förmodligen bildats då lagren har omarbetats vid halokinetiska rörelser i domen. Makrofossilen är få genom hela sektionen vid Kjølby Gaard, men i maastrichtkalken finns det ammoniter i form av stenkärnor vilka är ganska vanliga ca 4 m under gränsen. Echinoider, bryozoer och bivalver kan också hittas i den överkretaceiska kalk-stenen (Håkansson & Hansen 1979).

3. Material och Metodik

3.1 Provtagning

Proverna är tagna av författaren med assistens av handledare, från två lokaler i Danmark (Fig. 4-6). Lokal 1; Stevns Klint ligger på Själland, GPS koordinater E 1286749 -N6133116 och totalt insamlades 18 prover, lika många över som under gränsen. Vid Stevns Klint användes hammare för insamlandet av prover. Upplösningen mellan proverna

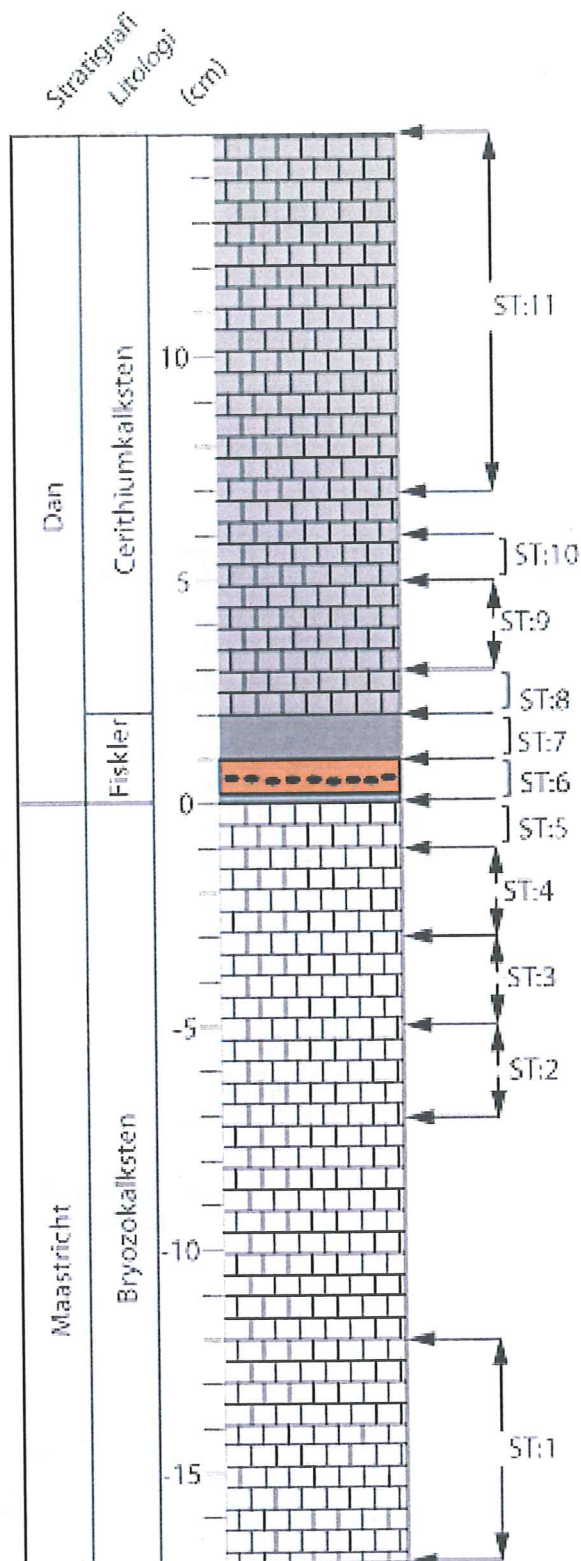


Fig. 5. Litologisk logg över den provtagna sektionen vid Stevns Klint. Provtagningsnivåerna är markerade med pilar och provnummer.

varierar mellan 1 och 5 cm. Lokal 2; Kjølby Gaard ligger på Jylland, GPS koordinaterna E 1075715-N 6344800. Där insamlades totalt 16 prover, varav åtta under krita-paleogengränsen och åtta över gränsen, i en vertikal profil. Proverna är tagna med hjälp av en liten spade och upplösning mellan pro-

verna varierar mellan 1-2 cm för proverna nära gränsen och 15-20 cm för prover längre ifrån. Anledningen till den tätare provtagningen av sedimenten över gränslagret vid bägge lokalerna, är att en mer detaljerad analys krävs av sedimenten avsatta under och efter detta massutdöende. Av dessa, totalt 34, insamlade prover utförde författaren följande laborativa moment; Palynologisk preparering (11 prover), Mössbauerspektroskopi (13 prover), Lerminalanalys (14 prover). Preparations- och analysteknik beskrivs utförligare i följande avsnitt.

Stratigrafi
Litologi
(cm)

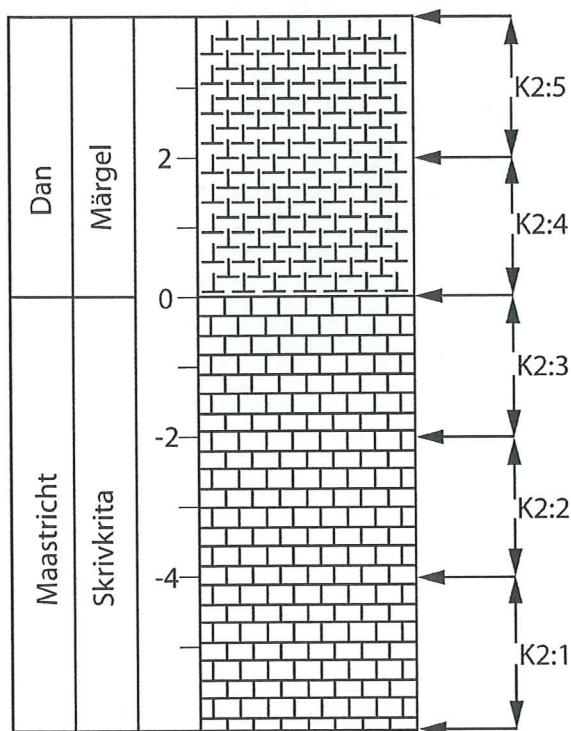


Fig. 6. Litologisk logg över den provtagna sektionen vid Kjølby Gaard. Provtagnings nivåerna är markerade med pilar och provnummer.

3.2 Mössbaueranalys

1957 upptäckte Rudolph Mössbauer att atomkärnor kan avge och absorbera gammastrålning utan energiförlust, vilket kallas för "Mössbauer effekten". Det är en metod som är viktig vid mineralogiska undersökningar och upptäckten gav Mössbauer Nobelpriset i fysik år 1961.

Radioaktiva atomkärnor sönderfaller till stabila kärnor och vid den energinivåförändringen avges det olika energirik strålning, t.ex. röntgenstrålning och gammastrålning. Den processen förser oss med information om atomens omgivning i ett gitter. Vid transmission Mössbauerspektroskopi är man enbart intresserad av gammastrålningen och man placerar provet mellan en källa som utsöndrar gammastrålning, och en mottagare. Den sönderfallande källan måste avge fotoner med rätt energi för att provet skall exciteras (d.v.s. förändra sin energinivå). Mössbauerkällan innehåller radioaktivt ^{57}Co som sönderfaller till radioaktivt ^{57}Fe enligt följande formel $^{57}\text{Co}_{27} + {}^0\beta_{-1} \rightarrow {}^{57}\text{Fe}_{26} + \nu_e$ och den bildade kärnan $^{57}\text{Fe}_{26}$ är inledningsvis exciterad, men sönderfaller snabbt till sitt grundtillstånd via emission av gammastrålningar av olika energier (Fig. 7). Vad Mössbauer upp-

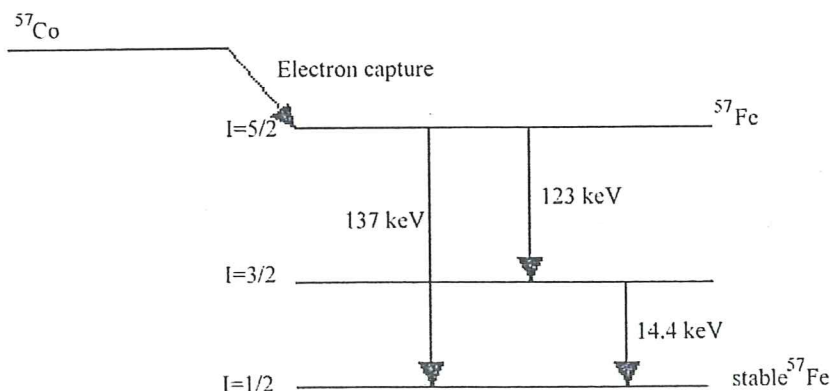


Fig. 7. Energidiagram som beskriver energi-nivåerna av olika tillstånd av ^{57}Fe (Bermin 2001).

täckte var att då atomer befinner sig i fast fas blir den effektiva massan för kärnorna mycket större. Då rekylerar hela systemet istället, vilket gör att rekylenergin blir praktiskt taget noll, d.v.s. en rekylfri händelse (Fig. 8). När ^{57}Fe återgår till sitt grundtillstånd avger den tre gammastrålningar av följande energier, 14.4 keV, 123 keV och 137 keV. I Mössbauerspektroskopi använder man gammastrålning med den lägre energinivån på 14.4 keV då den rekylfria absorptionen blir högre när man använder en låg energi på gammastrålningen, d.v.s. Mössbauer-effekten träder i kraft (Fig. 8). Genom att placera källan på en högtalarfilm och låta den vibrera med en hastighet av några få mm/s, kan man ändra gammastrålningens energi via Dopplereffekten.

Det man mäter är mängden av gammastrålning som går igenom provet (i transmission mode) eller mängden av reflekterade elektroner (β^{-1} strålning), röntgenstrålning eller gamma partiklar (i backscattered mode; Fig. 9). I transmission Mössbauerspektroskopi får man fram bulkinformation, medan i backscattered Mössbauerspektroskopi får man fram information om de yttersta 200-300 nm, vilket ger information om provets ytkemi (Fig. 9). I den här studien används transmission Mössbauer spektroskopi.



Fig. 8a. Rekyl av fri kärna i samband med avgivning eller absorption av γ -strålning (tagen från webbsidan www.rsc.org).

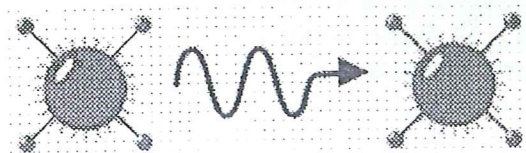


Fig. 8b. Rekyl-fri avgivning eller absorption av γ -strålning när kärnan är i fast matrix som t.ex. i ett kristallstruktur (tagen från webbsidan www.rsc.org).

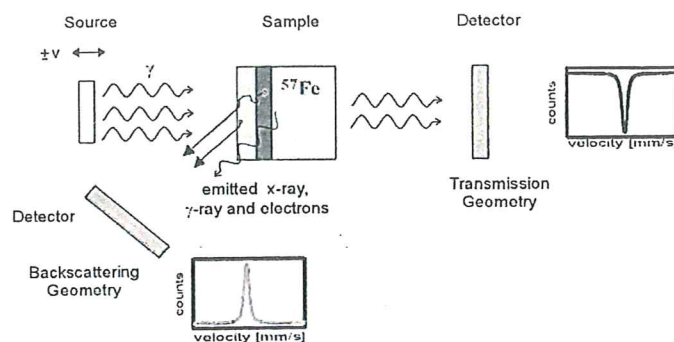


Fig. 9. Schematisk bild av en Mössbauer spektrometer (Bernin 2001).

3.2.1 Isomer shift

Vid mätningar av isomerisk shift får man information om järnets oxidationstal, om det är Fe^{2+} eller Fe^{3+} . Isomer shift är den parameter som beskriver den elektrostatiske interaktion som uppstår mellan den positivt laddade kärnan och det elektriska fältet från de omgivande elektronerna (Fig. 10a). Om denna interaktion är olika stark leder det till ett "shift" i spektrumet (en absorptionslinje förskjuts i sidled) (Fig. 10b). Man jämför de relativa energinivånerna mellan kärnorna i källan och provet och man mäter skillnaden i den relativa förändringen, då atomer befinner sig i grund- respektive exciterade tillstånd. Mössbauerspektroskopisterna använder hastigheter för att uttrycka energiskillnader. Isomer shift bestämmer den hastighet vid vilken absorption sker i en singlet. Det är praktiskt eftersom det finns ett enkelt samband mellan dopplereffektens energiförskjutning och källans rörelse (Hawthorne 1988).

3.2.2 Quadrupole splitting

Denna parameter ger oss järnets koordinationsstal, d.v.s. om järnatomen sitter i en oktaeder eller tetraeder. Genom att mäta avståndet mellan linjerna vid quadruple splittning i Mössbauerspektrat kan man få fram koordinationsstalet (Klein 2002). När en kärna blir exciterad av gammastrålning förändras dess huvudkvanttal, (l) från $l=1/2$ till $l=3/2$. Detta får till följd att kvanttalet m_l kan ha fyra olika värden, $m_l = \pm 1/2$ och $m_l = \pm 3/2$ (Fig. 10c). Om det inte finns ett magnetiskt fält närvarande kommer grundtillståndet bara att ha en energinivå i praktiken ($m_l = + 1/2$ har samma energi som $m_l = - 1/2$). Det exciterade tillståndet kommer att ha två olika energinivåer

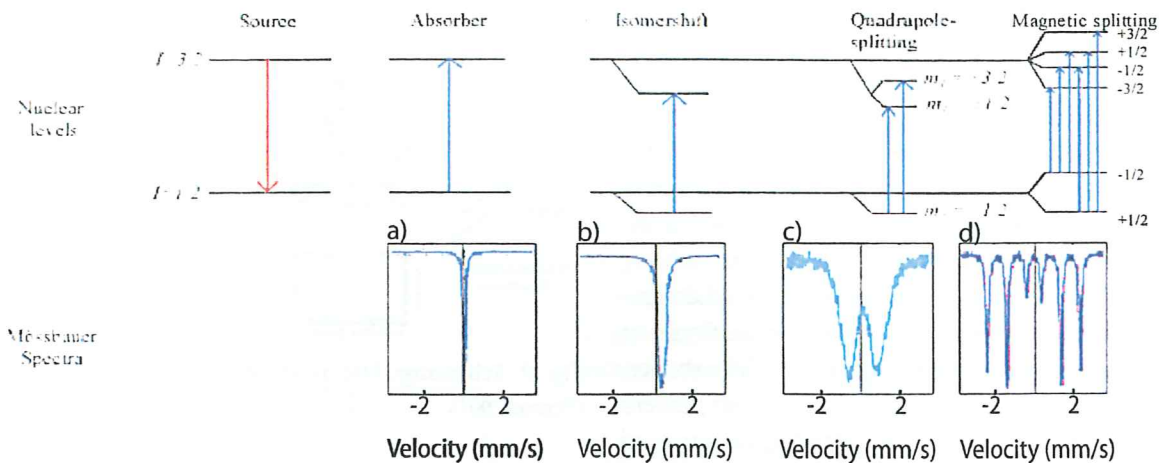


Fig. 10. Den här bilden visar de olika Mössbauerspektrumen som beskrivits i texten. Den första har är en linje som är centrerad i spektrumet. Det här händer när Mössbauerkärnorna i källan och provet sitter i identiska "siter". Det andra spektrumet, uppvisar isomer shift, och har en enda linje men den är inte centrerad. Detta sker när Mössbauerkärnorna i provet och källan omges av olika elektrondensiteter (som kan variera mellan olika mineral). Det tredje spektrumet, uppvisar quadrupole splitting, och visar vad som händer om Mössbauerkärnan i provet sitter i en asymmetrisk omgivning. Det sista spektrumet visar magnetic split vilket sker då provet är magnetiskt eller i ett magnetfält (Bermin 2001).

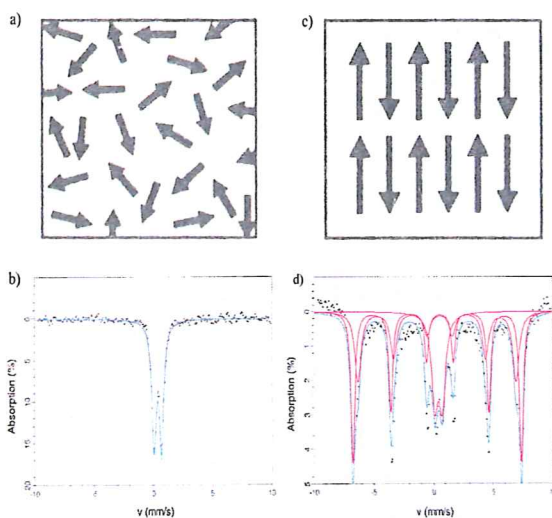


Fig. 11. I den vänstra figuren är temperaturen 295 K vilket ger den järnbärande partiklarna ett paramagnetisk beteende (a). I Mössbauerspektrumet ger det upphov till två linjer (b). I den högra figuren är temperaturen 30 K vilket har tvingat de järnbärande partiklarna till samma magnetiska riktning, vilket är ett superparamagnetisk beteende (c). I Mössbauerspektrumet ger det upphov till sex linjer (d). Figur efter Tarling *et al.* (1993).

$m_1 = \pm 1/2$ och $m_1 = \pm 3/2$, vilket innebär att det bildas två olika absorptionslinjer i ett Mössbauerspektrum. Att det bildas två olika nivåer beror på att elektronkonfigurationen runtomkring kärnan inte är symmetrisk, och detta kallas för Quadrupole splitting. Quadrupole splitting är därför användbart för att kunna bestämma koordinationsstalet hos järn.

3.2.3 Magnetic hyperfine splitting

Med hjälp av magnetic hyperfine splitting kan man ta reda på magnetiska egenskaper hos järnhaltiga mineral. Paramagnetiska mineral (som t.ex. silikater) saknar "magnetic hyperfine splitting" i motsats till antiferromagnetiska och ferrimagnetiska (som t.ex. järnoxider). Om provet har en inre magnetism eller utsätts för ett yttre fält kommer Mössbauerspektrat att se annorlunda ut. Grundtillståndets energinivå kommer att splittras till två nivåer, medan det exciterade tillståndets energinivåer kommer att splittras till fyra olika. Man får sex linjer istället för fyra (Fig. 10d).

3.2.4 Magnetism

Paramagnetism är när spinnen fluktuerar slumpmässigt. När ett paramagnetiskt material placeras i ett yttre magnetiskt fält, utövar det yttre magnetiska

fältet ett vridmoment på de atomer vars spin inte är i rak linje med det yttre magnetiska fältet och tvingar dem då till samma riktning (Fig. 11a & b). Superparamagnetism förekommer när material består av nanokristaller (1-10 nm). Det är ett fenomen där ferri- och antiferromagnetiska material kan ha liknande beteende som paramagnetism. I superparamagnetiska materialet fluktuerar spinnen också, fast de är inbördes parallella i varje nanopartikel. I rumstemperatur Mössbauerspektroskopi kommer både paramagnetisk och superparamagnetiska mineral att sakna magnetic hyperfine splittning, men vid kryogena förhållanden kommer superparamagnetiska mineral att få sex linjer medan paramagnetiska mineral fortfarande kommer att ha sakna magnetic hyperfine splittning (Fig. 11 c & d).

3.2.5 Preparering av Mössbauer proven

För att Mössbauerspektroskopin skulle gå snabbare löstes karbonatfaserna i proven upp med ättiksyras buffrad med acetat till pH 4. Av det upplösta provmaterialet vägdes 100 mg upp och placeras i en cylinderformad provbehållare som slutligen förseglas med tejp. När limmet torkat var provet färdigt för analys.

3.3 Röntgendiffraktion

3.3.1 Röntgendiffraktion (XRD)

Röntgendiffraktion är en metod som används för att analysera mineralogin i sediment och bergarter och den ger information som annars hade varit svår att få fram. Metoden som används här, är av typen pulverdiffraktion. Trots att lermineral har en tendens att orientera sig kan man använda sig av denna metod utan oönskade effekter om proven prepareras korrekt. Med den här tekniken är det lätt att identifiera olika mineral med hjälp av deras diffraktionsmönster (Fig. 12). Vid elektrisk belastning av röntgenröret bildas det en primär strålning vid rörets anod. Anoden består av en känd metall. Man väljer röntgenrör beroende på vilken typ av analys man skall utföra och oftast väljer man vid mineralogiska analyser ett koppar (Cu)-rör där anoden består av koppar. Den primära strålningen kan delas upp i två typer; bromsstrålning och karakteristisk strålning. Vid XRD är det bara karakteristisk strålning som används. Strålningen från ett Cu-rör innehåller olika komponenter- Cu-K α och Cu-K β . Cu-K α -strål-

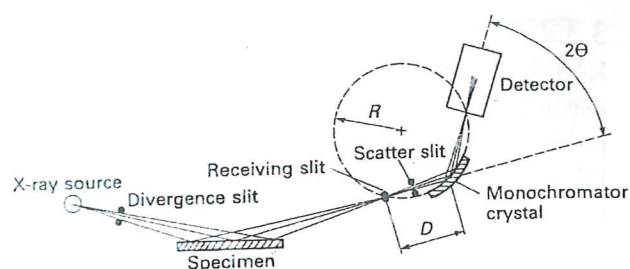


Fig. 12. En schematisk bild på en X-ray powder diffraction. Varje mineral har sina egna serier av toppar vilket gör att man kan identifiera vilka mineral som finns i provet. Figur efter Hardy & Tucker (1988).

ningen i sin tur består av Cu-K α 1 och Cu-K α 2. Man eftersträvar en monokromatisk strålning, d.v.s. strålning av bara en våglängd. För att uppnå det, kan man använda sig av olika typer av filter för att absorbera den övriga strålningen. Det som används i laboratoriet är monokromator av kristall som sitter strax framför detektorn. Den absorberar det mesta av de oönskade våglängderna som t.ex. bromsstrålningen och Cu-K β men klarar inte att lösa upp K α -dubblätten. Det betyder att monokromatorn släpper igenom både Cu-K α 1 och Cu-K α 2, fotoner vilka träffar detektorn och absorberas där. Den viktade våglängden av dubblätten är på 1,5418 Å. Denna används för att beräkna avståndet mellan mineralplanen, det s.k. d-värdet. När fotonerna träffar kristallens gitterplan med avståndet d kommer atomerna i gittret att sprida fotonerna. De spridda våglängderna kommer att i en bestämd vinkel interferera med varandra. Denna interferens ger upphov till en signal i detektorn som sedan omvandlas till ett diagram (diffraktogram). Sambandet mellan fotonens våglängd (λ), gitteravståndet (d) och diffraktionsvinklen (θ) sammanfattas i Braggs lag $n\lambda = 2d \sin \theta$. Varje gång som Braggs lag uppfylls, bildas det en topp på diffraktogrammet och på sått får man en serie av toppar med olika intensitet.

Den utrustning som användes vid röntgendiffraktion var:

Finfokus Cu-röntgenrör

Diffraktometer: vertkalgoniometer PW 1050, försedd med stegmotor, automatspalt, spinner, grafitmonokromator och proportionaldetektor

Enkel utvärdering av diffraktogram sker med XPLOT för Windows

3.3.2 Preparering av lermineral

Kornstorleken för lerfragment går enligt definitionen vid $2\mu\text{m}$. De lermineral som eventuellt finns i proven kommer att anrikas under denna gräns.

Då en övervägande del av proverna i denna studie kommer från en kalkrik sedimentär bergart, måste man först lösa bort karbonaterna för att få fram lerfraktionen. Det är viktigt att använda rätt syra för att inte skada lermineralen. Oorganiska syror som t.ex. HCl och HNO_3 , är även i utspädd form olämpliga att använda eftersom de kan skada lermineralen och därmed förhindra en korrekt analys. Därför används istället en organisk ättiksyra buffrad med acetat till pH 4 (Moore & Reynolds 1989).

En bestämd vikt av proven krossades och överfördes till en rundkolv där de behandlades med buffertlösningen. När utvecklingen av CO_2 märkbart avtagit, värmdes de lösta proven försiktigt på en värmeplatta till ca 70°C , detta för att öka reaktionshastigheten och för att påskynda upplösningen av karbonaterna (Moore & Reynolds 1989).

Proceduren upprepades två gånger. Efter sista syrabehandlingen tvättades de upplösta proven med avjonat vatten för att få bort överskottet av lösta Ca^{2+} -joner (Moore & Reynolds 1989). Därefter överfördes de finkorniga fragmenten till en glascylinder och där tillsattes 0,05 M natriumpyrofosfatlösning som dispergeringsmedel. Suspensionen omskakades ordentligt för att sedan få stå och sedimentera. Enligt Stokes lag sjunker olika fraktioner olika snabbt när de är i suspension och efter 4 timmar har alla partiklar större än $2\mu\text{m}$ sjunkit lägre än $5\text{ cm}^{\prime}\text{s}$ nivå (Hardy & Tucker 1988). Lermineralen avskiljs från glaskolven med hjälp av en sugkolv. För att öka mängden lermineral, upprepas proceduren flera gånger. För att påskynda sedimentationen av mineralen, mättades lersuspensionen sedan med Mg^{2+} genom tillsättning av 0,1 M MgCl -lösning. Proven centrifugeras och leran i centrifugrören blandades med avjonat vatten till en homogen massa. Massan pipetterades sedan ut på en rund glasskiva och fick torka in över natten.

3.4 Palynofaciesanalys

Termen palynomorf avser alla syraresistenta, organiska mikrofosil som förekommer i ett palynologiskt prov. Följande grupper ingår under palynomorfer; växtsporer, pollenkorn, svampsporer, dinoflagellater, acritarcher, alger, cyanobakterier, foraminiferer (innervägg), chitinozoer och scolecodonter. Man har dock länge noterat att sedimentära bergarter behandlade med fluorväte (HF) innehåller ett flertal kategorier av organiska partiklar utöver palynomorfer (Batten 1996) och ordet palynofacies myntades av Combaz (1964) för att beskriva syraresistent organiskt material utvunnet från sediment eller sedimentära bergarter genom palynologisk preparering. Den här definitionen har med tiden blivit allmänt accepterad men ordet har använts i olika former. Manum (1976) föreslog termen "palynodebris" för sådana partiklar. Det finns ett flertal olika klassifikationssystem för palynodebris. I denna studie har klassifikationssystem enligt Batten (1996) använts. Batten (1996) har utarbetat ett klassifikationssystem för palynofaciesanalys och delat upp palynodebris i följande kategorier:

3.4.1 Palynomorfer; Sporer och pollenkorn

Fördelningen av individuella taxa i sedimenten beror på faktorer så som morfologi, storlek, produktionsvolym av pollen/sporer samt moderplantans roll i ursprungsvegetationen. Vegetationsmönstret är i sin tur relaterad till t.ex. klimatfaktorer. I marina sediment återfinns pollen och sporer som transporterats ut från land med hjälp av vind eller vatten. Generellt anser man att vattentransport har en mycket större betydelse för pollensammansättningen i marina avsättningsmiljöer än vindtransport. Pollen och sporer hamnar inom kornstorleksintervallet för silt, vilket resulterar i att de är mest rikligt förekommande i finkorniga sediment.

3.4.2 Dinoflagellater

Dinoflagellater finner man nästan uteslutande i marina lagerföljder, även om det finns några få limniska arter. Utbredningen och produktionen av dinoflagellater beror på sådana faktorer som solljus, vattentemperatur, salthalt, strömförhållanden och cirkulation. Det är den organiska cellväggen som om-

ger cystan som bevaras efter HF behandling i palynologiska prov. I likhet med miosporer, brukar dinoflagellatcystor vara vanligast i siltfraktionen och finare sediment. Sediment avsatta i strandnära miljöer karaktäriseras av en större andel av dinoflagellater med tjock vägg, jämfört med sediment avsatta längre bort från land, vilka istället innehåller mer tunnväggiga, ömtåliga former.

3.4.3 Organiskt material med struktur STOM (Structured organic matter)

I denna grupp ingår allt organiskt material med bevarad cellstruktur. De är alla enskilda partiklar vars form kan variera från kantiga till tunna flak och stickor. Majoriteten av STOM kommer från växter och träd och tillhör därför phytoklaster. Organiskt material från djur kallas för zooclast. Enskilda undergrupper som ingår under STOM i denna studie är brun och svart ved.

3.4.4 Ved (svart och brunt)

Ved och växtdelar återfinns i sediment och sedimentära bergarter i varierande bevaringskick. Växtdelar reagerar olika på nedbrytningsprocesser, beroende på hur motståndskraftig cellstrukturen är. Beroende på bevaringskick och på graden av termal mognad delas ved in i grupperna brunt respektive svart ved. Svart ved syftar på debris av t.ex. kärnvävnad, kutikula eller träkol, vilka är svarta till färgen. Brun ved är phytoklaster som har en färg som går från orange till brunt och de är oftast dåligt strukturerade och ibland ostrukturerade fragment, beroende på graden nedbrytning av vävnader i träet.

3.4.5 Ostrukturerat organiskt material USTOM

Mycket av det palynologiska materialet har ingen struktur överhuvudtaget. Det härrör från många olika källor och det bildas genom en kombination av processer, t.ex. bakteriologisk nedbrytning och kan därför förekomma i alla miljöer där det finns organiskt material. Den övervägande delen av det ostrukturerade organiska materialet är av amorf karaktär och räknas därför till amorft organiskt material (AOM), generellt är det bakteriellt, kemiskt och/eller på annat sätt förändrat organiskt debris med liten eller ingen bevarad cellstruktur. Den har ingen klar definierad form och kan förekomma i aggregat,

flak eller vara helt upplösta. Att urskilja olika grupper av nedbrutet, ostrukturerat material kan vara svårt och därför benämns de alla AOM. Viktigt att tänka på är att palynomorfer och andra mikrofossil, phytoklaster och mineraler kan vara inneslutna i ostrukturerat organiskt material.

3.4.6 Preparering av prov för palynofacies

Av totalt 23 prov blev 11 prover preparerade för palynofacies. Proverna behandlades först med 40 % saltsyra (HCl) för att lösa bort karbonaterna. Efter att proverna tvättats rena från saltsyran, löstes de upp i fluorvätesyra (HF) för att få bort allt utom det organiska materialet. För att få bort HF tvättades proven ett antal gånger genom centrifugering med vatten och för att anrika det organiska materialet filtrerades proven genom 10 µm filter. Det filtrerade materialet sköldes ner i provrör och koncentrerades med hjälp av centrifugering. Proverna placeras sedan på objektglas där de blev fixerade med hjälp av en gel innan de täcktes med täckglas. Mellan 2 och 3 preparat gjordes för varje prov, för att sedan analyseras för palynofacies i ljusmikroskop.

4. Resultat

4.1 Mössbaueranalys

Mössbaueranalyser utfördes på sediment från både Stevns Klint och Kjølby Gaard men endast resultaten från Stevns Klint presenteras här eftersom järnhalten i sedimenten från Kjølby Gaard är genomgående för låg för att ge ett tolkningsbart utslag. Mössbauerspektra för både 295 K och 30 K är plottade i Fig. 13. De motsvarande Mössbauerparametrarna är listade i Appendix 1

Analyserna från Stevns Klint visar vid rumstemperatur (295 K) två linjer (dublett) i alla prov förutom prov ST 9 som uppvisar tre linjer (en dublett med en singlett; Fig. 13). Spektra samlade vid 30 K visar att proven ST 5-7 har en sextett och en dublett, medan provet ST 9 fortfarande uppvisar en dublett och en singlett. Detta visar att det finns nanopartiklar som innehåller järn i prov ST 7 och ST 6 och 5. Om man jämför de olika spektrumerna från ST 6 och ST 7, är sextetten i prov ST 6 mycket starkare utvecklad. Det hyperfina magnetiska fältet (Appendix 1) visar att den superparamagnetiska

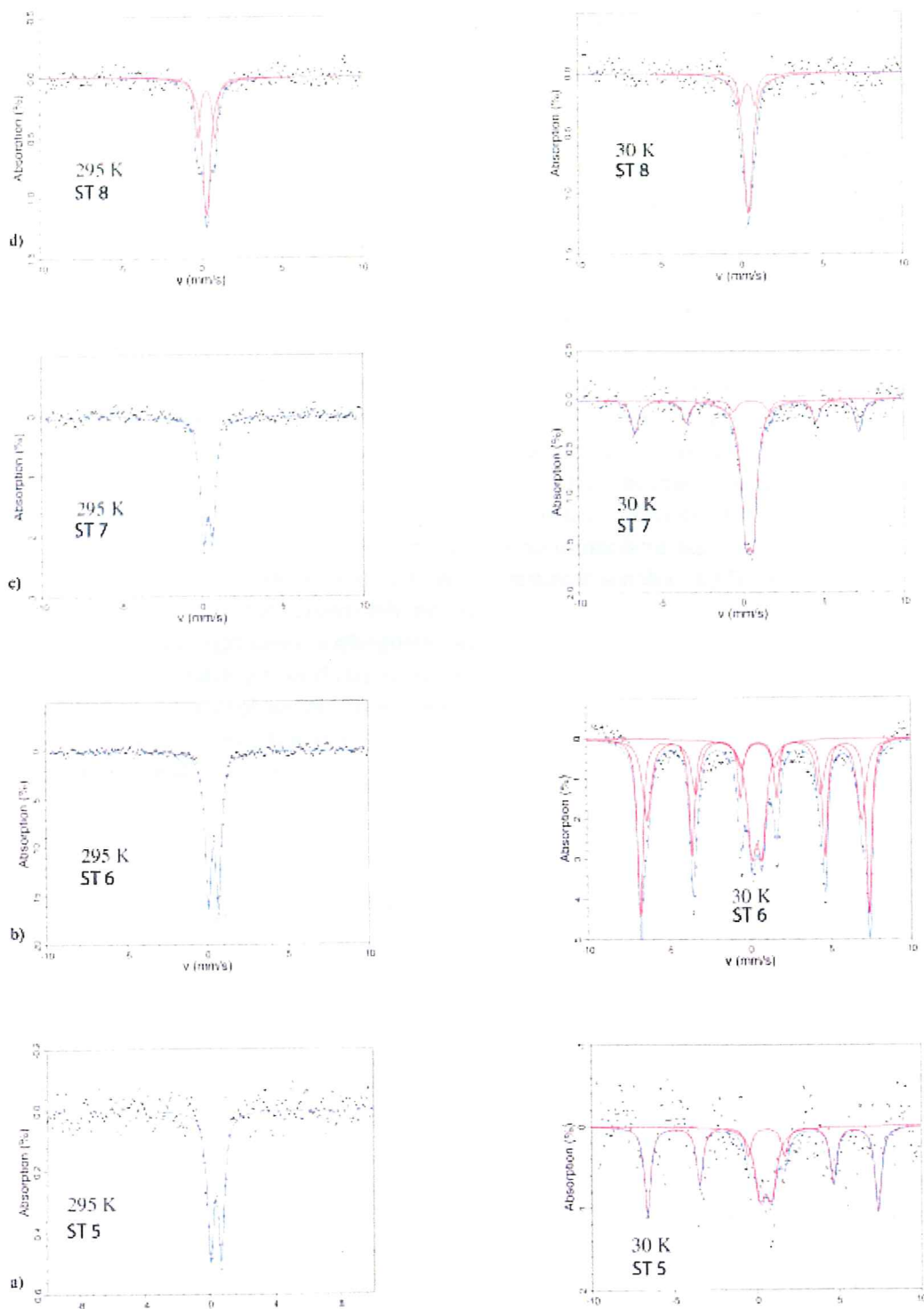


Fig. 13. Rumtemperatur och lågtemperatur Mössbauerspektra från Stevns Klint för proverna ST5-7 samt ST 9. Observera att de lågtemperaturspektra uppvisar både dublett och sextett och att sextetten för ST 6 är mer utvecklad.

fasen är goethit ($\text{Fe}^{3+}\text{O}(\text{OH})$). För provet ST 9 visar däremot lågtemperaturanalysen (30K) samma mönster som vid rumstemperatur. Mössbauerparametrarna för ST 9 (Appendix 1) visar att järnet sitter i mineralet mackinawite, $(\text{Fe},\text{Ni})\text{S}_{0,9}$.

4.2 Röntgendiffraktion

4.2.1 Stevns Klint

Prov som analyserades med XRD från Stevns Klint är ST 3-10 (ST= Stevns Klint). Proverna ST8-10 är tagna från Cerithiumkalkstenen som är av paleocen ålder medan proverna ST3-5 är tagna från bryozokalkstenen som är från maastricht (Fig. 5, 14a). Gränsproverna har betäckningen ST6-7. Det gjordes dubbla XRD-analyser på proverna; en på det ursprungliga bulkmaterialet och en annan enbart på lerfraktionerna från varje prov. Undersökningen visar att proverna från bryozokalkstenen (ST3-5), tagna under gränsen, innehåller extremt små mängder lermineral, i form av montmorillonit $(\text{Na},\text{Ca})_{0,33}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Mängden lermineral ökar abrupt vid övergången till gränslagret, som är uppdelat i två delar ST6-7 (Fig. 14a). Undre delen av fiskler innehåller lermineralen montmorillonit, stevensit $((\text{Ca},\text{Na})_x\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2)$ och goethit. I ST7 som är den övre delen av fiskler finns det montmorillonit och stevensit.

Proverna från Cerithiumkalkstenen (ST7-10), tagna över gränsen, innehåller alla montmorillonit, illit $(\text{KAl}_2(\text{H}_2\text{O})\text{AlSi}_3\text{O}_{10})$, stevensit och fluorapatit. Analyserna av bulkmaterialet visar att proverna ST1-11 (alla utom proverna från gränslagret) domineras av kalcit (CaCO_3), men att även kvarts (SiO_2) ingår som en beståndsdel.

I diffraktogrammet av bulkmaterialet från gränslagret (ST6-7) finns det, förutom de redan nämnda lermineralen, även kvarts och kalcit i små mängder (Fig. 14a).

4.2.2 Kjølby Gaard

Proven som analyserades med XRD från Kjølby Gaard benämns K2:1-5 (Kjølby Gaard provtagnings plats 2). Proverna K2:1-3 är tagna i skrivkalkstenen (Fig. 6, 14b) som är av maastricht ålder medan proverna K2:4-5 är tagna från märellagret som motsvarar gränslagret vid Stevns Klint som är från dan (Fig. 14b). Även på dessa prov gjordes

dubbla analyser med XRD; en på bulkmaterialet och en på lerfraktionen från varje prov.

Analysen av sedimenten visar att kalcit är så dominerande i diffraktogrammet att det överskuggar alla andra mineral med undantag av kvarts. Resultaten av proverna som behandlats med syra visar att prov K2:1 från skrivkritan, under gränsen (maastrict) innehåller illit och montmorillonit. Lermineralet i prov K2:2 utgörs istället av saponit $(\text{Ca}_{0,25}(\text{Fe},\text{Mg})_3(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O})$ och i K2:3 utav montmorillonit och saponit. Proverna K2:4-5 innehåller alla montmorillonit och fluorapatit. Prov K2:4 innehåller förutom dessa även illit och saponit.

Analysen på bulkmaterialet, proverna K2:1-5, visar att alla prover domineras av kalcit och att det även finns små mängder kvarts (Fig. 14b).

4.3 Palynofaciesanalys

Den procentuella andelen av de olika komponenterna (AOM, växtdelar, marina palynomorfer och terrestra palynomorfer; Fig. 15) i proverna och hur de fluktuerar över den lagerföljd där proverna är tagna visas i fig. 16, 17.

4.3.1 Stevns Klint

Zon I, -17 till -12 cm, prov ST 1

Det organiska materialet i sedimenten i Zon I domineras stort av växtrester, vilka utgör ca. 50% av allt organiskt material. Resten utgörs av AOM (ca 35%) samt marina palynomorfer (ca 20 %). Det finns mycket lite terrestriska pollen och sporer i denna zon (Fig. 15, 16).

Zon II, -7 till 0 cm, prov ST 2-5

Växtrester dominerar fortsättningsvis och har i Zon II ökat till 60 % medan andelen AOM minskar i lagerföljden mot gränsen, från ca 35 % i zon I till 1 % i mitten av zon II, dock sker det en ökning till ca 13 % precis innan gränsen. Istället dominerar andelen marina palynomorfer och utgör maximalt 49 % i Zon II varifrån de sedan minskar till ca 28 % precis under gränslagret. Vid uppdelning av växtresterna i brun respektive svart ved, framgår det att graden av svart ved ökar mot gränsen för att i provet strax under gränsen sjunka från ca 45 % till ca 11 % (Fig. 15, 16).

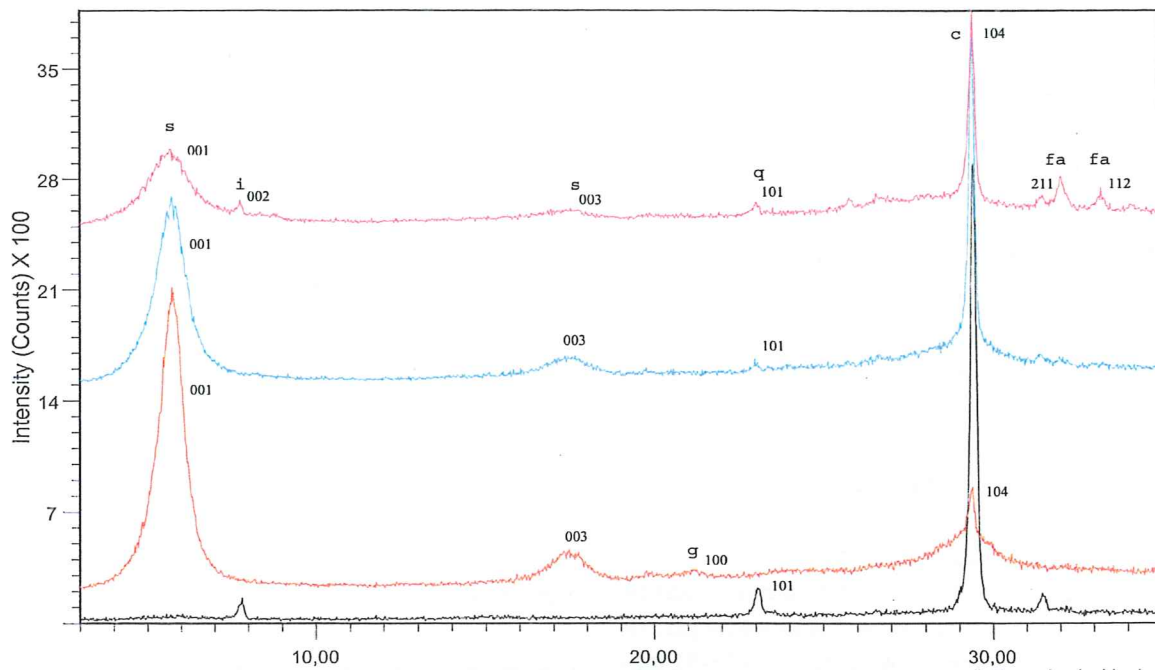


Fig. 14a. Den här figuren visar hur vilka och mängden lermineral förändras från maastricht till dan i Stevns Klint. Det svarta diffraktogrammet är från bryozokalkstenen under gränsen. Det röda diffraktogrammet är från den undre delen av gränsen (fiskler). Här sker det en plötslig ändring av mineralogin. Det blåa diffraktogrammet är från övre delen av gränslagret (fiskler). Den lila diffraktogrammet är från cerithiumkalkstenen över gränsen. Här sker åter igen en ändring i mineralogin, men inte lika skarp som vid gränsen.

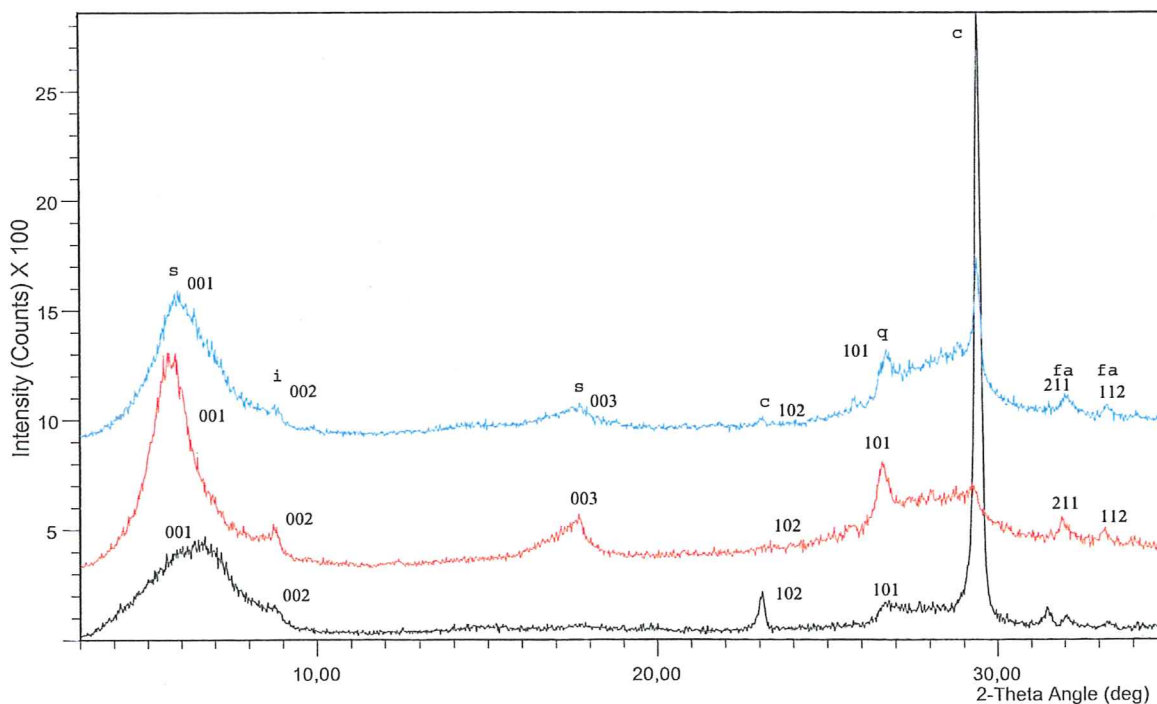


Fig. 14b. Här ser man vilka och och hur mängden lermineral förändras vid Kjølby Gaard. Det svarta diffraktogrammet är från under gränsen. Det röda diffraktogrammet är från märeln vid gränsen. Här är det ingen skarp ändring av mineralogin, vilket kan bero på omarbetning av lagren. Det blåa diffraktogrammet är från bryozokalkstenen i dan.

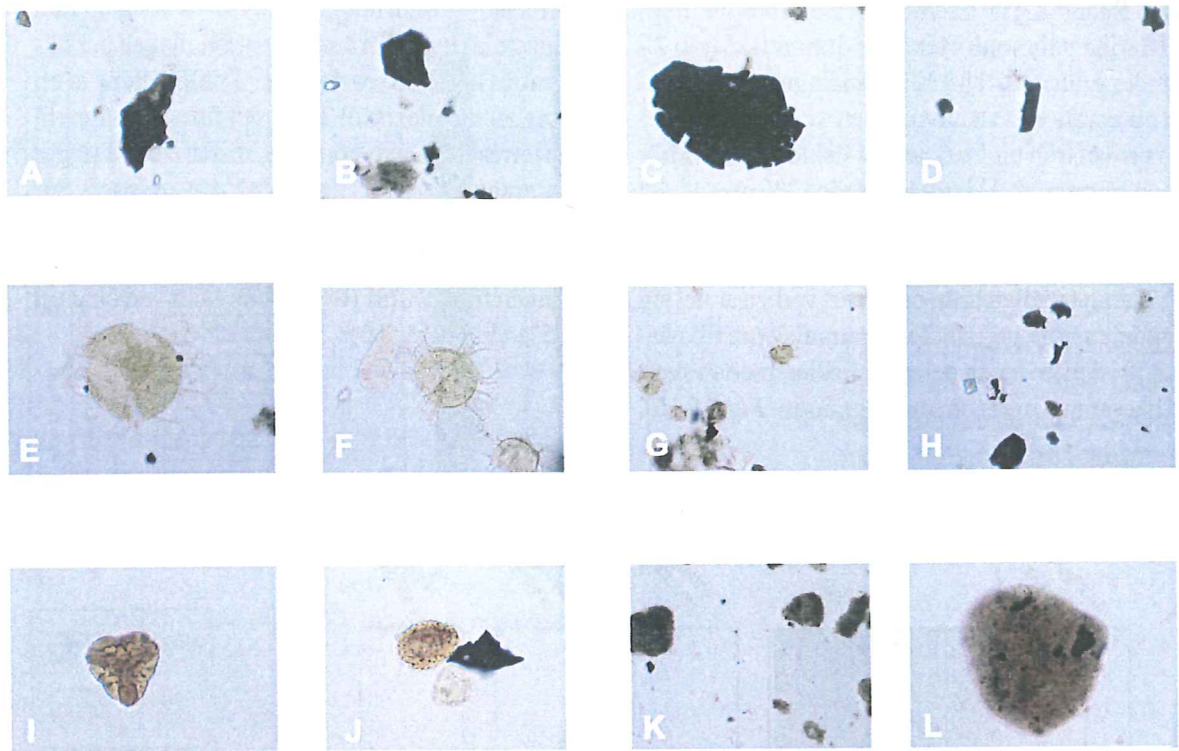


Fig. 15. Ljuskopffotografi av palynodebris, förstoring X500, om inget annat anges. **A.** Brun ved, prov ST 5. **B.** Svart ved, prov ST 5. **C.** Svart ved, prov ST 4, x1000. **D.** Svart ved, prov ST 10. **E-G.** Dinoflagellater, prov ST 5, (E.x1000). **H.** Blandat palynodebris prov K2:3. **I.** Ormbunksspor, prov ST 3. **J.** Pollen prov ST 8. **K.** AOM prov ST 8. **L.** AOM prov ST 8, x1000.

Zon III, 0 till 1 cm, prov ST 6

Denna Zon utgör gränslagret, fiskler. Här sker en abrupt förändring av palynofaciessammansättningen. Marina palynomorfer ökar dramatiskt från 28 % under gränsen till 88 % i gränslagret. En intressant observation är att huvuddelen av dinoflagellaterna i provet från undre delen av fisklerlagret tillhör en och samma art. Växtdelar utgör 12% medan det finns mycket lite AOM (0-1 %) och terrestriska palynomorfer är helt frånvarande. Då man ser på förhållandet mellan brun och svart ved visar det sig att andelen brun ved sjunker dramatisk ner till nästan 2 % i den understa delen av fiskler, medan svart ved har samma nivå som under gränsen (Fig. 15,16).

Zon IV, 1-2 cm, prov ST 7

I övre delen av Zon III sker det en liten nedgång av marina palynomorfer (från 88 till 74 %) men den viktigaste iakttagelsen är att dessa dinoflagellater tillhör andra taxa. I övre delen av fiskler sker det en ökning av växtdelar till 25 %, det finns nu några få (1%) terrestriska palynomorfer medan AOM ligger på samma nivå som i undre delen av gränsen. Ser man på förhållandet mellan svart och brun ved visar det sig att båda ökar, men brun ved har den största ökningen från 2% till 10% medan svart ved ökar till ca 15% (Figs. 15, 16).

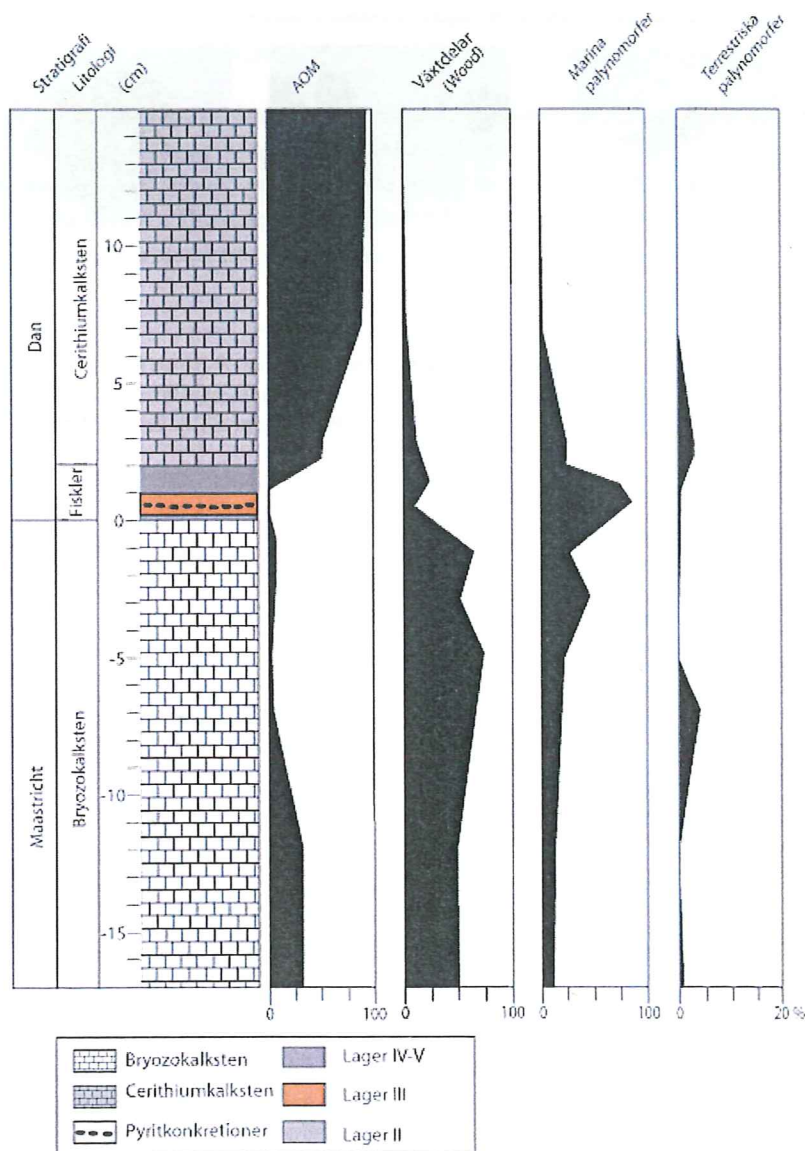


Fig. 16. En logg över det område vid Stevns Klint där proverna är tagna. Den visar också generellt hur litologin ser ut vid gränsen vid Stevns Klint. Här kan man se hur de olika grupperna av palynodebris variera i det intervall där proverna är tagna vid maastricht-dan

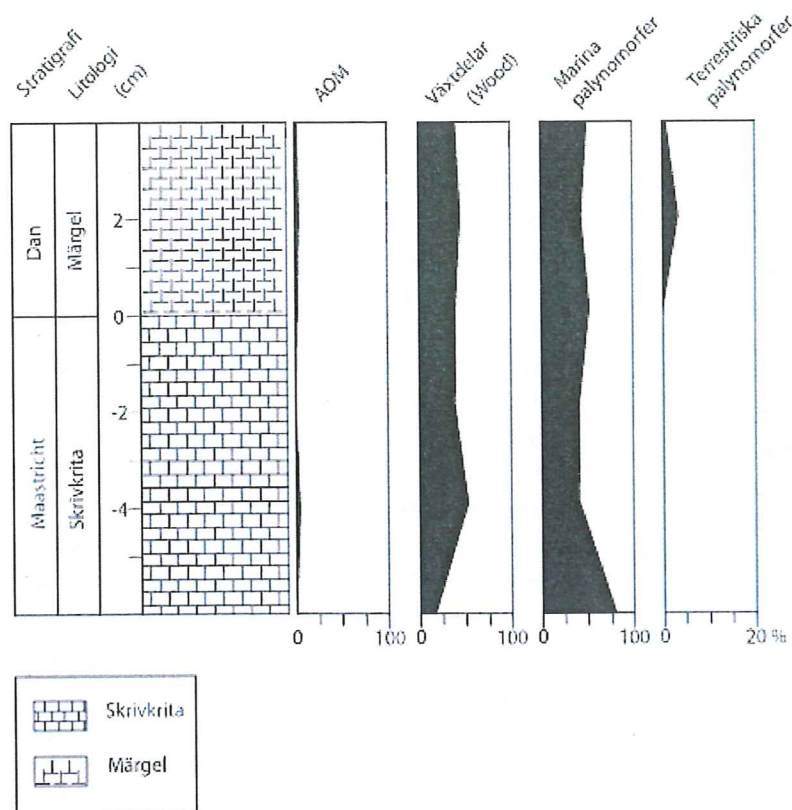


Fig. 17. Logg över provtagna sektionen vid Kjølby Gaard som visar hur de olika grupperna av palynodebris varierar i sedimenten över det provtagna intervallet över maastricht-dan.

Zon V, 2 till 18 cm, prov ST 8-11

Åter sker det en dramatisk förändring i förhållande till gränslagret, då andelen marina palynomorfer minskar plötsligt i provet strax ovanför gränsen till 26 %. AOM dominerar nu istället det totala organiska innehållet (56–96 %). Både brun- och svart ved ökar över gränsen, men andelen sjunker successivt längre upp i lagerföljden (Fig. 15, 16).

4.3.2 Kjølby Gaard

Andelen AOM och terrestiska pollen och sporer är mycket låg genom hela den provtagna lagerföljden. De marina palynomorferna dominerar genom hela lagerföljden förutom några centimeter från gränsen där svart ved är den dominanta fasen. Svart ved ligger annars på en jämn, svagt stigande nivå genom hela övre maastricht i undre delen av dankalkstenen. Brun ved ligger i stort sätt på samma nivå genom hela den analyserade serien, utom precis under gränslagret där den utgör den dominerande kategorin palynodebris med ca 49 % (Fig. 15, 17).

5. Diskussion

I den sen-kretaceiska kalkstenen, vid Stevns Klint, domineras det organiska materialet av vedrester (50%) och AOM. Det tyder på att en levande vegetation täckte land, från vilken transport av växtdelar var stor precis innan eventet vid krita-paleogengränsen. Det tyder också på att det fanns en bottenlevande fauna och god syresättning som bidrog till nedbrytningen av organiskt material eftersom andelen resistent organiska partiklar som t.ex. pollen och sporer är mindre.

Vid gränsen sker det en plötslig förändring i sammansättningen av palydebris där dinoflagellaterna ökar från 28% under gränsen till 88% i nedre delen av gränslagret. Det tyder på att utförseln av terrestiskt material är liten, antagligen beroende på en dramatisk minskning av landväxterna, vilket i sin tur givit upphov till den dramatiska minskningen av ved. Även det faktum att terrestiska palynomorfer är obefintliga i gränslagret, till skillnad från de underliggande sedimenten, stödjer denna slutsats. De dinoflagellater som finns i undre delen av gränslagret tillhör en art, vilket tolkas här som att de var de första att återhämta sig efter krita-paleogeneventet.

Minskningen av AOM i gränslagret kan vara orsakat av att uttransporterat organiskt material från land minskar, vilket leder till en minskning av organiskt material i havet, även nedbrutet sådant.

Över gränsen, i tidigaste paleogen, är AOM den dominanta komponenten, vilket tolkas här som att de dinoflagellater som koloniserade havet under tiden direkt efter katastrofen dör ut när de får konkurrens av andra arter. Den nedbrytande faunan har återkoloniserat, vilket tyder på att en miljöförändring har skett, till ett mer syresatt hav.

Skillnaden i palynofaciesresultaten mellan Stevns Klint och Kjølbj Gaard innefattar att man kan urskilja en tydlig förändring i sammansättning av palynodebris över krita-paleogengränsen vid Stevns Klint, där det sker en skarp minskning av AOM och ved och en skarp ökning av dinoflagellater i gränslagret. I Kjølbj Gaard å andra sidan sker det inte någon nämnvärd förändring i sammansättningen av palynodebris över gränslagret där det palynologiska materialet istället domineras av dinoflagellater och vedrester genom hela den undersökta sektionen. Denna skillnaden beror sannolikt på att gränslagret vid Kjølbj Gaard är kraftigt bioturberat och omlagrat.

Sammansättningen av palynodebris, bl.a. det mycket låga innehållet av terrestriska palynomorfer, visar att avståndet till land varit relativt stort för båda lokalerna. Tidigare undersökningar har visat att växtdeklar (ved) transporteras längre ut från land än terrestriska palynomorfer (Batten 1996). Jag anser att en shelfmiljö är den troliga paleomiljön och att Kjølbj Gaard befunnit sig något längre från land baserat på den låga förekomsten av terrestriska palynomorfer, i jämförelse till Stevns Klint.

I denna undersökning påvisas det vid Stevns Klint att ingen illit finns under- och i gränslagret. Däremot identifieras i denna studier en XRD-pik av smektit i gränslagret (främst i form av montmorillonit och stevensit). Goethit påvisades i undre delen av gränslagret (lager II-III). Liksom Kastner *et al.* (1984) fann jag även kvarts genom hela gränslagret.

Det låga innehållet av lermineral i kalkstenen under och över gränsen beror förmodligen på att sedimentationshastigheten av kalk kan ha varit så hög att koncentrationen av lermineral blev mycket liten då man provtar med en så pass hög upplösning som i denna studie.

Kalkstenen som följer Fisklerlagret vid Stevns Klint innehåller, förutom av karbonater, till största del av kvarts, illit, montmorillonit, stevensit samt fluorapatit. Dvs. kalkstenen över gränsen skiljer sig stort i mineralsammansättningen jämfört med kalkstenen under gränsen där fluorapatit, stevensit och illit saknas.

Smektiten i gränslagret har i denna marina miljö troligen bildats från omvandlade glas-sfäruler som är direkt kopplade till meteoritnedslaget vid Yucatan. Bilder från TEM studier visar hur glas omvandlas till smektit i gränslagret (lager II-III) i Stevns Klint (Bauluz *et al.* 2000). Detta argument bekräftas i Ortega-Huertas *et al.* (2000), där man visar att smektit vid Stevns Klint består av en nästan ren magnesium-smektit, ovanligt berikad på både oktaedralt Al och Mg, en indikator på ett meteoriskt ursprung. Det finns även rikliga mängder av järnoxider (10-20 nm) med 10% Ni och mindre Zn inluxet i smektiten (Ortega-Huertas *et al.* 2002). I Stevns Klint återfinns chockard kvarts i basen av lager III, (som utgörs av det rostfärgade lagret) medan iridiumanomalin återfinns strax ovanför, mitt i gränslagret mellan lager III och IV (Elliott *et al.* 1989).

Ortega-Huertas *et al.* (2002) menar att sfärulerna från meteoritnedslaget endast finns representerade i gränslagret, men inte i de undre- och överliggande sedimenten. Ortega-Huertas *et al.* (2002) delar upp gränslagret i det underliggande "ejecta layer" och det överliggande "fireball layer" och menar att två olika typer av sfäruler förekommer i de olika lagren. Den ena typen begränsad till "ejecta layer", består av smält glas. Man anser att den har bildats av själva berggrunden där meteoriten slog ner ("target rock") men att det lagret finns endast representerat runt nedslagskratern i Karibien.

Den andra typen av sfäruler, vilka är globalt spridda, finns i "fireball layer" vilket i denna studie motsvaras av det rödfärgade, oxiderade lagret (III), prov ST 6, och som genom olika processer och specifika lokala diagentiska förhållanden omvandlats till olika lermineral. Då man jämför lermineralsammansättningen och mineralogin i sedimenten från Stevns Klint och Kjølbj Gaard, ser man både likheter och vissa skillnader. Vid båda lokalerna är smektit det dominerande mineralet men i Kjølbj Gaard är det främst smektit i form av montmorillonit och saponit, som dominerar. I Kjølbj Gaard finner man dessutom illit under gränsen, vilket inte är fallet i Stevns

Klint. Även illit, fluorapatit och kvarts finns i Kjølby Gaard. Halten av Mg och K i lager II från Stevns Klint är jämförbart med innehållet av Mg och K i märeln från Kjølby Gaard, vilket visar att gränslagret är korrelerbart mellan de två lokalerna (Elliott *et al.* 1989)

Gränslagret i Stevns Klint är väldigt skarpt men är inte lika mäktigt som vid Kjølby Gaard där den istället är diffus i övergången mellan kalkstenen och märellagret från dan. Mäktigheten på gränslagret beror förmodligen på att den här delen var den mest kompletta, ostörda sekvensen av den danska basängen, men när lägre Hanstholm dome bildades verkade märeln som inre glid yta vilket gjorde gränsen mindre skarp här (Håkansson & Hansen 1979). Mössbauerspektrat visar på en hög koncentration av superparamagnetiska nanopartiklar i form av goethit i den undre delen av gränsen vid Stevns Klint (Fig. 13). Detta tyder på att det lager innehåller omvandlade sfäruler, som enligt Ortega-Huertas *et al.* (2002) tillhör "fireball layer". Genom diagentiska processer har omvandlats till dessa järnbärande faser som t.ex. goethit. Det här demonstrerar att nanofaser av goethit är en utmärkt markör för krita-paleogengränsen vid Stevns Klint. Enligt Schmitz (1985) består basen av lager III av en rostfärgad horisont, rik på goethit, vilket tyder på att det här lagret verkligen tillhör "fireball layer" som indikerar gränsen mellan krita-paleogen. Koncentrationen av mineral i nanofaser är betydligt lägre över och under "fireball layer" vilket gör att man kan urskilja var gränsen går. Ortega-Huertas *et al.* (2002) menar att "fireball layer" är globalt spritt, vilket indikerar att man bör kunna finna superparamagnetiska nanopartiklar i "fireball layer" i gränslagret över hela världen. Det mineral som bildas av sfärlerna varierar beroende på lokala diagenesiska förhållanden. Genom att använda sig av Mössbauerspektroskopi bör man kunna bestämma var gränsen mellan krita-paleogen går även globalt. Att det finns nanofaser under gränsen (även om det är i låga koncentrationer) tyder på att det har skett en transport med porvatten i samband med kompaktion av gränslagret.

6. Sammanfattning

- Mängden organiskt material från terrestriska växter minskar vid gränsen vilket här tolkas som en minskning av vegetation under K/T eventet.
- Mössbauerspektra visar Fe i superparamagnetiskt tillstånd i gränslagret vilket är associerat med nanofaser av goethit. Det här demonstrerar att nanofaser av goethit är utmärkta markörer för krita-paleogengränsen vid Stevns Klint.
- XRD resultaten visar en topp av smektit vid krita-paleogengränsen medan mängden kalcit är mycket liten jämfört med kalkstenen över och under gränslagret. Det här indikerar att karbonatproduktionen var väldigt låg under krita-paleogen eventet.
- Den relativa förändringen av palynologiskt material och mineralogin över krita-paleogengränsen är här tolkad som en konsekvens av Chicxulub-nedslaget, med en dramatisk förändring i den biologiska produktiviteten.

7. Tack

Jag vill tacka mina två handledare Vivi Vajda och Embaie Ferrow. Vivi för att har läst mitt arbete och hjälpt mig att förbättra det samt handlett mig inom det palynologiska området. Embaie för all hjälp i Mössbauer laboratoriet och för all hjälp med att tolkningen av Mössbauerspektrummen och röntgendiffraktogrammen. Jag vill också tacka Zoltan Solyom för all hjälp i laboratoriet och för att han har delat med sig av sin expertis inom XRD. Till sist vill jag tacka Erik Eneroth för all hjälp en noggrann granskning av manuskriptet och Christian Bender-Koch för all den hjälp med insamling av prover, referenser och för gästfriheten under fältarbetet.

8. Referenser

- Alvarez, W., 1997: *Dinosaurierna och dödens krafter*. Första upplagan. Nordstets förlag. 199 sidor.
- Batten, D.J., 1996: Chapter 26A. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. Publicerat i: *Palynology: Principles and Applications* v. 3: 1011-1064. Redaktörer: Jansonius, J. & McGregor, D.C., 1996: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.
- Bauluz, B., Peacor, D. R. & Elliott, W. C., 2000: Coexisting altered glass and Fe-Ni oxides at the Cretaceous-Tertiary boundary, Stevns Klint (Denmark): direct evidence of meteorite impact. *Earth and Planetary Science Letter* 182, 127-136.
- Bermin, J., 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite. Examensarbeten i geologi vid Lunds Universitet 142, 1-21.
- Brasier, M.D., 1988: *Microfossils*. Fjärde upplagan. Unwin Hyman Ltd. 193 sidor.
- Christensen, L., Fregerslev, S., Simonsen, A. & Thiede, J., 1973: Sedimentology and depositional environment of lower Danian fish clay from Stevns Klint, Denmark. *Bull. geol. Soc. Denmark* 22, 193-212.
- Dixon, D., Jenkins, I., Moody, R. & Zhuravlev, A., 2001: *Cassell's atlas of evolution; the earth, its landscape and life forms*. 368 sidor.
- Combaz, A., 1964: Les palynofacies. *Rev. Micropaléont* 7, 205-218.
- Cox, G., & Wiffen, J., 2002: *Dinosaur New Zealand*. Första upplagan. HarperCollins Publisher. 39 sidor.
- Elliott, W. C., Arosen, J. L., Millard, Jr, H. T. & Gierlowski-Kordesch, E., 1989: The origin of the clay minerals at the Cretaceous/Tertiary boundary in Denmark. *Geological Society of America Bulletin* 101, 702-710.
- Fastovsky, D. E., Huang, Y., Hsu, J., Martin-McNaughton, J., Sheehan, P. M., Weishampel, D. B., 2004: Shape of Mesozoic dinosaur richness. *Geology* 32, 887-880.
- Hardy, R.G. & Tucker, M.E., 1988: X-ray powder diffraction of sediments. Publicerat i: *Techniques in Sedimentology*, 191-228. Redaktör: N. Tucker. Blackwell Scientific Publication.
- Hawthorne, F.C., 1988: Mössbauer Spectroscopy. Publicerat i: *Spectroscopic methods in mineralogy and geology*, 255-340. Redaktör: F.C., Hawthorne. Reviews in Mineralogy vol 18.
- Hildebrand, A., & Boyton, W., 1990: Proximal Cretaceous-Tertiary boundary impact deposits in the Caribbean. *Science* 248, 843-847.
- Hollis, C. J., 2003: *Fatal impact the asteroid that wiped out the dinosaurs*. *Alpha* 116, 1-6.
- Håkansson, E., & Hansen, J.M., 1979: Guide to Maastrichtian and Danian boundary strata in Jylland. Publicerat i: *Symposium on the Cretaceous/ Tertiary boundary events; I, The Maastrichtian and Danian of Denmark*, 171-188. Redaktör: T. Birkelund, & R.G. Bromley. Univ. Copenhagen. Copenhagen, Denmark. 1979.
- Kastner, M., Asaro, F., Michel, V., Alvarez, W. & Alvarez, L. W., 1984: The Precursor of the Cretaceous-Tertiary Boundary Clays at Stevns Klint, Denmark, and DSDP Hole 465A. *Science New Series* 226, 137-143.
- Klein, C., 2002: *The manual of Mineral Science*. 22:a upplagan. John Wiley & Sons, Inc. 641 sidor.
- Manum, S., 1976: Dinocysts in Tertiary Norwegian-Greenland sea sediments (Deep Sea Drilling Project Leg 38), with observation on palynomorphs and palydebris in relation to environment. *Initial reports Deep Drilling Project 38*, 897-919. Redaktör: M. Talwani., & L. Udintsev et al.
- Moore, M.D. & Reynolds, R.C.Jr., 1989: Sample preparation techniques for clay minerals. Publicerat i: *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Mineral*, 179-201. Redaktör: M.D. Moore, & R.C.Jr. Reynolds. Oxford University Press, Inc.
- Ocampo, A., Vajda, V. & Buffetaut, E., 2005 in press: Unraveling the Cretaceous-Paleogene (KT) Catastrophe, Evidence from flora, fauna and geology.
- Ortega-Huertas, M., Martinez-Ruiz, F., Palomo, I. & Chamley, H., 2002: Review of the mineralogy of the Cretaceous-Tertiary boundary clay: evidence supporting a major extraterrestrial catastrophic event. *Clays Minerals* 37, 395-411.
- Orth, C.J., Gilmore, J.S., Knight, J.D., Pillmore, C.L., Tschudy, R.H., & Fassett, J.E., 1981: An iridium abundance anomaly at the palynological Cretaceous-Tertiary boundary in Northern New Mex-

- ico. *Science* 214, 1341-1343.
- Pope, K., 2002: Impact dust not the cause of Cretaceous-Tertiary mass extinction. *Geology* 30, 99-102.
- Schmitz, B., 1985: Metal precipitation in the Cretaceous-Tertiary boundary clay at Stevns Klint, Denmark. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol 49, 2361-2370.
- Surlyk, F., 1997: A cool-water carbonate ramp with bryozoan mounds: Late Cretaceous-Danian of the Danish basin. Publicerat i: *Society for Sedimentary Geology* 56, 293-307. Redaktör: N.P. James, J.A.D. Clarke. SEPM
- Tarling, D.H., & Hrouda, F., 1993: *The magnetic Anisotropy of Rocks*. Chapman & Hall. 217 sidor.
- Thomsen, E., 1995: Kalk og kridt i den danske undergrund. Publicerat i: *Danmarks Geologi fra Kridt til Idag*, 31-67. Redaktör: O.B. Nielsen. Aarhus, AarhusGeokompender No.1.
- Vajda V, Raine JI, Hollis CJ., 2001: Indication of global deforestation at the Cretaceous-Tertiary boundary by New Zealand fern spike. *Science* 294, 1700-1702.
- Ziegler, P.A., 1990: *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell Internationale Maatschappij. 239 sidor.

9. Appendix

Appendix 1. En tabell över Mössbauer parametrarn från varje prov.

Prov/Parametrar	CS mm/s	Δ/ϵ mm/s	H T	SP. %	χ^2
ST 5					
Fe ³⁺	0,388	0,675		0,22	0,615553
ST 5 30K					
Fe ³⁺	0,56	0,68		0,43	0,600002
Fe ³⁺	0,486	-0,110	43,53	0,237	
ST 6					
Fe ³⁺	0,3896	0,6296		0,2210	0,740058
ST 6 30K					
Fe ³⁺	0,417	0,615		0,79	0,584964
Fe ³⁺	0,4452	-0,1103	43,286	0,312	
ST 7					
Fe ³⁺	0,391	0,554		0,246	0,569623
ST 7 30K					
Fe ³⁺	0,439	0,462		0,315	0,584964
Fe ³⁺	0,463	-0,119	42,77	0,27	
ST 9					
Fe ³⁺	0,359			0,295	0,713
Fe ³⁺	0,350	1,075		0,195	
ST 9 30K					
Fe ³⁺	0,457			0,33	0,713052
Fe ³⁺	0,437	0,87		0,19	

Appendix 2. Tabeller som visar vilka mineral som fanns i de prover som analyserades med XRD från Kjølby Gaard och Stevns Klint.

Mineral/Prover	K2:1	K2:2	K2:3	K2:4	K2:5	K2:6
Kalcit	x	x	x	x	x	x
Illit	x			x		x
Montmorillonit	x		x	x	x	x
Saponit		x	x	x		
Kvarts	x	x	x	x	x	x
Fluorapatit				x	x	x

Mineral/Prover	ST3	ST4	ST5	ST6	ST7	ST8	ST9	ST10
Kalcit	x	x	x	x	x	x	x	x
Illit						x	x	x
Montmorillonit	x		x	x	x	x	x	x
Stevensit				x	x	x	x	x
Kvarts	x	x	x	x	x	x	x	x
Goethit				x				
Fluorapatit						x	x	x

Appendix 3. Tabeller som visar fördelningen av palynofacies i % i de prov som analyserades från Kjølby Gaard och Stevns Klint.

Palynofacies/Prover	K2:1	K2:2	K2:3	K2:4	K2:5
AOM	2	1	1	6	5
Ved	19	57	45	47	42
Marina palynomorfer	79	42	54	44	52
Terrestrisk palynomorfer	0	0	0	3	1

Palynofacies/Prover	ST1	ST2	ST3	ST4	ST6	ST7	ST8	ST11
AOM	34	5	1	13	0	1	56	95
Ved	48	68	50	60	12	25	14	4
Marina palynomorfer	18	22	49	28	88	74	26	1
Terrestriska palynomorfer	0	4	0	0	0	1	3	0

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

130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en djup-vittrad sprickdal på Romeleåsen, Skåne.
138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petro-physical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian foreland, southern Sweden.
139. Eriksson, Mårten, 2001: Bedömning av förorenings-spridning kring en nedlagd bensinstation i Karlaby, sydöstra Skåne.
140. Ljung, Karl, 2001: A paleoecological study of the Pleistocene Holocene transition in the Kap Farvel area, South Greenland.
141. Åkesson, Cecilia, 2001: Undersökning av grundvattenförhållanden i området kring Östra Vemmerlöv, Simrishamns kommun, sydöstra Skåne.
142. Bermin, Jonas, 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite.
143. Mansurbeg, Howri, 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany.
144. Hermansson, Tobias, 2001: Sierggavåggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi.
145. Veres, Daniel-Stefan, 2001: A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on Late Glacial sediments from Atteköps mosse, southwestern Sweden, and their tentative correlation with the GRIP event stratigraphy.
146. Ahlberg, Tomas, 2001: Hydrogeologisk undersökning samt sårbarhetskartering av området kring tre bergborrade grundvattenanläggningar i Simrishamns kommun.
147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.
148. Olsson, Stefan, 2002: The geology of the Portobello Peninsula; proposal of a saturated to oversaturated lineage within the Dunedin Volcano, New Zealand.
149. Molnos, Imre, 2002: Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne.
150. Malmberg, Pär, 2002: Correlation between diagenesis and sedimentary facies of the Bentheim Sandstone, the Schoonebeek field, The Netherlands.
151. Jonsson, Henrik, 2002: Permeability variation in a tidal Jurassic deposit, Höganäs basin, Fennoscandian Border Zone
152. Lundgren, Anders, 2002: Seveskollorna i nord-östra Kebnekaise, Kaledoniderna: metabasiter, graniter och ögongnejser.
153. Sultan, Lina, 2002: Reconstruction of fan-shaped outwash in front of the Mýrdalsjökull ice cap, Iceland: Architecture and style of sedimentation.
154. Rimša, Andrius, 2002: Petrological study of the metamafic rocks across the Småland-Blekinge Deformation Zone
155. Lund, Magnus, 2002: Anti-slope scarp investigation at Handcar Peak, British Columbia, Canada.
156. Sjöstrand, Lisa, 2003: Early to early Middle Ordovician conodont biostratigraphy of the Tamsalu drill core, central Estonia.
157. Nilsson, Jonas, 2003: Carcharhiniforma hajar från Limhamns kalkbrott.
158. Larsson, Linda M., 2003: Late Triassic and Early Jurassic palynology of the Höganäs Basin and the Ängelholm Trough, NW Scania, Sweden.
159. Sköld, Pia, 2003: Holocen skogshistoria i Stenshuvuds nationalpark, Skånes östra kust, Sverige.
160. Fuchs, M., 2003: Påverkan av sterilisering

- på gruvсанд – en mineralogisk och textuell undersökning.
161. Ljungberg, Julia, 2003. Sierggaväggeskollan i gränslandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning.
 162. Håkansson, Lena, 2003: An architectural element analysis of a large-scale thrust complex, Kanin Peninsula, NW Russia: interaction between the Barents and Kara Sea ice sheets.
 163. Davidson, Anja, 2003: Ignimbriterheterna i Barranco de Tiritaña, övre Mogánformationen, Gran Canaria.
 164. Näsström, Helena, 2003: Klotdioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineral kemi och genes.
 165. Nilsson, Andreas, 2003: Early Ludlow (Silurian) graptolites from Skåne, southern Sweden.
 166. Dou, Marion, 2003: Les ferromagnésiens du granite rapakivique de Nordingrå – centre-est de la Suède – composition chimique et stade final de cristallisation.
 167. Jönsson, Emma, 2003: En pollenanalytisk studie av råhumusprofiler från Säröhalvön i norra Halland.
 168. Alwmark, Carl, 2003: Magmatisk och metamorf petrologi av en mafisk intrusion i Mylonitzonen.
 169. Pettersson, Ann, 2003: Jämförande litologisk och geokemisk studie av Sevens amfibolitkomplex i Sylarna och Kebnekaise.
 170. Axelsson, Katarina, 2004: Bedömning av potentiell förorenings-spridning från ett avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne.
 171. Ekestubbe, Jonas, 2004: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise.
 172. Lindgren, Paula, 2004. Tre sensveko-fenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver.
 173. Janson, Charlotta, 2004. A petrographical and geochemical study of granitoids from the south-eastern part of the Linderödsåsen Horst, Skåne.
 174. Jonsson, Sara, 2004: Structural control of fine-grained granite dykes at the Äspö Hard Rock Laboratory, north of Oskarshamn, Sweden.
 175. Ljungberg, Carina, 2004: Belemnites stabila isotopsammansättning: paleomiljöns och diagenesens betydelse.
 176. Oster, Jessica, 2004: A stratigraphic study of a coastal section through a Late Weichselian kettle hole basin at Ålabodarna, western Skåne, Sweden.
 177. Einarsson, Elisabeth, 2004: Morphological and functional differences between rhamphorhynchoid and pterodactylid pterosaurs with emphasis on flight.
 178. Anell, Ingrid, 2004: Subsidence in rift zones; Analyzing results from repeated precision leveling of the Vogar Profile on the Reykjanes Peninsula, Southwest Iceland.
 179. Wall, Torbjörn, 2004: Magnetic grain-size analyses of Holocene sediments in the North Atlantic and Norwegian Sea – palaeoceanographic applications.
 180. Mellgren, Johanna, S., 2005: A model of reconstruction for the oral apparatus of the Ordovician conodont genus *Protospanderodus* Lindström, 1971.
 181. Jansson, Cecilia, 2005: Krossbergskvalitet och petrografi i den kambriska Hardebergasandstenen i Skåne.
 182. Jan-Olof Öst, 2005: En övergripande beskrivning av malmbildande processer med detaljstudier av en bandad järnmalm från södra Dalarna, Bergslagen.
 183. Bragée, Petra, 2005: A palaeoecological study of Holocene lake sediments above the highest shoreline in the province of Västerbotten, northeast Sweden.
 184. Larsson, Peter, 2005: Palynofacies och mineralogi över krita-paleogengränsen vid Stevns Klint och Kjølbj Gaard, Danmark.



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
 Centrum för GeoBiosfärsvetenskap
 Sölvegatan 12, 223 62 Lund