

Sælabonn Formationen (nedre Silur) i Ringerike, Norge

ELSEBETH THOMSEN



Thomsen, E.: Sælabonn Formationen (nedre Silur) i Ringerike, Norge. *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1981*, side 1-11, København, 15. juli 1982.

The sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the lower Silurian marine Sælabonn Formation in the Ringerike district, Norway, is summarized from a detailed analysis. The primary sedimentary structures and the fossils of the formation suggest deposition in a shallow marine environment influenced by stormy periods.

Elsebeth Thomsen, Universitetet i Tromsø, Institutt for biologi og geologi, postboks 3085 Guleng, N-9001 Tromsø, Norge, 15. oktober 1981.

Ringerike distriktet ligger ca. 40 km nordvest for Oslo (fig. 1). I Ringerike er blottet lag rækkende fra Mellem Kambrium (Etage 1c) til og med Stubdal Formationen fra ? øvre Silur (Etage 10) (Henningsmoen 1960, Turner 1973 og 1974). Disse lag overlejres diskonformt af Karbonske sedimenter (Olaussen 1981) og vulkanske bjergarter i det tilgrænsende Krokskogen plateau.

Sælabonn Formationen (Worsley, Aarhus, Bassett, Howe, Mørk og Olaussen, i trykken) er detaljeret analyseret af forfatteren i den specialeopgave (Thomsen 1981), der ligger til grund for denne artikel. Formationen har en nedre Llandovery (Rhuddanian-Idwian) alder, og ækvivalerer på det nærmeste med Etage 6 efter Kiær's opdeling (1908):

6c: Zonen med *Rhynchonella 10-plicata*, Sow.

Etage 6: 6b: Zonen med *Rhynchonella Weaveri*, Salt.

6a: Zonen med *Leptocoelia hemisphaerica*, Sow.

Historisk oversigt

Grundlaget for forståelsen af Ringerikes geologi blev til allerede i 1844 som følge af Sir R. I. Murchison's besøg (Murchison 1845, 1846 og 1847). Disse arbejder blev fulgt op af Th. Kjerulf med opstilling af en mere detaljeret stratigrafi, indføring af »Etage«-begrebet og faunistiske undersøgelser (Kjerulf 1855, 1862, 1865 og 1879; Kjerulf & Dahll 1857; Murchison 1858). Herefter

blev der kun arbejdet meget lidt med området, indtil J. Kiær's hovedværk, »Das Obersilur im Kristianiagebiete«, fremkom i 1908.

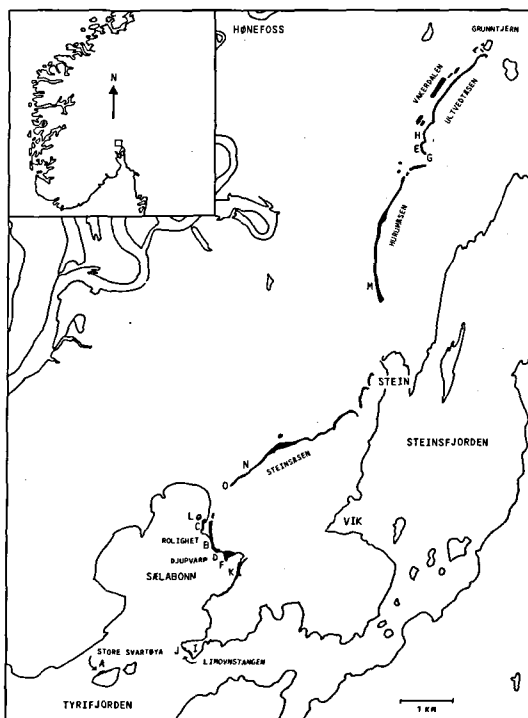


Fig. 1. Ringerike distriktets beliggenhed og undersøgte blotninger af Sælabonn Formationen. Profiler er angivet med bogstaver.

The location of the Ringerike district and the investigated exposures of the Sælabonn Formation. Sections are marked with letters.

Kiær opdelt Oslo-feltet i mindre områder baseret på faciesvariation (Ringerike området er type for den vestlige faciesudvikling), kortlagde og detailundersøgte disse faunistisk. Herved blev han i stand til, at opstille den lokale stratigrafiske inddeling af den Silure lagserie, der har været gældende hidtil. Kiær reviderede lagseriens etageinddeling, og inden for den enkelte etage udskiltes zoner på basis af diagnostiske fossiler og/eller lithologi. Endvidere angav han mægtigheder inden for områderne og drog sammenligning med de øvrige Silure forekomster i Nord-europa.

Efter Kiær er der, med tilknytning til den undersøgte lagserie, hovedsagelig blevet beskrevet mere specialiserede emner som enkelte brachiopodgrupper – strophomenider (Holtedahl 1916), pentamerider (St. Joseph 1938, Mørk 1981), atrypider (Worsley & Broadhurst 1975) – eller sedimentære strukturer (Whitaker 1965 og 1973, Broadhurst 1968). Endvidere er der udkommet en guide (Whitaker 1977), der omtaler enkelte lokaliteter og giver en referenceliste over publikationer, blandt andet oversigtsværker, hvori Ringerike området er behandlet.

Lithostratigrafisk oversigt

Sælabonn Formationen er undersøgt fra Store Svartøya i syd til Grunntjern i nord, og er nedadtil og opadtil begrænset af henholdsvis Kalksandsten Formationen (Henningsmoen 1961) og Rytteråker Formationen (Worsley et al., i trykken) se fig. 5. Sælabonn Formationen er marin og består af vekslende lag af kalkholdige sandsten, kalkholdige siltsten, skifer og kalksten. Den har en samlet mægtighed på ca. 110 m, og kan nedefra regnet opdeles i tre led, Store Svartøya Led (ca. 20 m), Djupvarp Led (ca. 50 m) og Limovnstangen Led (ca. 40 m), af nedre Llandovery alder (Rhuddanian-Idwian) (Thomsen 1981, Thomsen, under udarbejdelse). Sælabonn Formationen ækvivalerer lateralt med Solvik Formationen fra Holmestrand og de centrale distrikter i Oslo-feltet (Worsley et al., i trykken).

Aflejringsmiljøet

Grænsen mellem Kalksandsten- og Sælabonn Formation

Denne grænse, der samtidig er grænsen mellem Ordovicium og Silur, er blottet på Store Svartøya og i Vakerdalen. Sælabonn Formationens ældste

led, Store Svartøya Led, hviler her konformt på Kalksandsten Formationen.

Lithologisk er der en markant ændring fra »kalksandstenen«, der er en biosparitisk kalksten, til Store Svartøya Leds basale skiferlag. På Store Svartøya er selve grænsefladen karstpræget, med render, i Vakerdalen er den mere jævn og svagt bølget.

Karstrenderne på Store Svartøya er subparallelle og har en nord-sydlig retning. De er op til 0,5 m dybe, 1–2 m brede, og de længste er blottet i 5–10 m's længde. Renderne forekommer som regel enkeltvis, men to eller flere kan løbe sammen og danne et netværk. De er altid afrundede i tværnsnit. Bøgli (1960) og Sweeting (1973) har beskrevet sådanne afrundede karststrukturer som »Rundkarren« og Jennings (1971) som »rounded solution runnels«. Glatte »Rundkarren« er dannet under en fugtig ukonsolideret aflejring, i modsætning til skarpkantede render, der dannes hvor vand løber hen over en utildækket kalkstensoverflade. Selv om »Rundkarren« udvikles under dække, er de et dræneringsfænomen, og deres forløb afspejler kalkstenoverfladens hældning. Heraf kan man slutte, at karstoverfladen på Store Svartøya har haft en hældning mod nord eller syd, hvor renderne findes.

De Silure sedimenter, der udfylder renderne, kiler succesivt ud mod nord, og dette indikerer at overfladen hældede mod syd. Karstoverfladen har været dækket af ukonsoliderede aflejringer, der er blevet eroderet, transporteret og aflejret på ny, som følge af den transgression, der fandt sted i Llandovery.

Transgression har sandsynligvis indtrådt et stykke tid inde i nedre Llandovery (Rhuddanian) (Thomsen 1981). Dette støtter teorien om, at basis af Silur bliver yngre, jo længere mod nord man kommer i Oslo-feltet (Spjeldnæs 1957). Således genfindes en karstpræget overflade i Mellem Ordovicisk kalksten i Mjøsa området (Opalinski & Harland 1981), hvor den overlejres af nedre Silure sedimenter fra Etage 6c (Skjeseth 1963: 76), Helgøya Kvarsit Led (Worsley et al., i trykken).

Sælabonn Formation

Ved en analyse af 15 detaljeret opmålte profiler, viser det sig, at sammensatte lag, bestående af kalksten og overlejrende silt- eller finsandsten, er typiske for Sælabonn Formationen. Disse vil

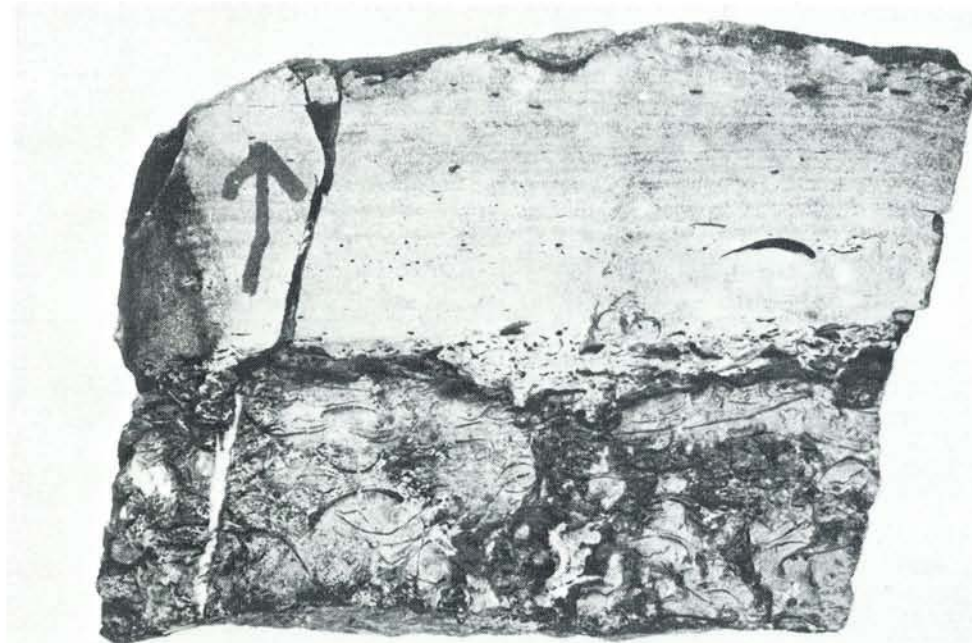


Fig. 2. Stormlag bestående af siltet kalksten overlejret af lamineret kalkholdig siltsten. Limovnstangen, profil 1, naturlig størrelse.

Storm deposit consisting of silty limestone succeeded by laminated calcareous siltstone. Limovnstangen, section 1, natural size.

derfor blive omtalt noget mere før gennemgangen af aflejringstilstanden i de enkelte led.

De sammensatte lag (fig. 2) findes gennem hele formationen, med undtagelse af den nedre og øvre del af Djupvarp Leddet, hvor man får store indslag af kalkholdig finsandsten.

Lagene består af 2–3 overlejrende kontrasterende lag i opad finende sekvenser, som oftest kalksten overlejret af silt- eller finsandsten, og indgår i en mere finkornet skifrig lagserie. De sammensatte lag har altid en erosiv basis, der eventuelt udviser »gutter casts« og »tool marks«. Mægtigheden af de sammensatte lag varierer fra 3–28 cm, og der er en tendens til, at den nedre karbonatdel er tykkere end den øvre terrigene del. Kontakten mellem de to dele kan være erosiv, skarp eller graderet, hvilket dog er vanskeligt at se i tynde lag.

Det groveste sediment, findes i bunden i form af en biosparit med et større eller mindre indhold af detritisk materiale, blandt andet klaster (op til 15 cm i diameter) af kalkholdig siltsten eller sjældent skifer. Kalkstenen er usorteret til moderat sorteret, og kan udvise storskala krydslamination (se Broadhurst 1968). Kalkstenen overlejres af

horisontal parallel lamineret kalkholdig silt- eller finsandsten. Det terrigene lag kan have et krydslamineret toplag med bølge eller strømribbet overflade. Det krydslaminerede lag og bundlagets strukturer udviser forskellige transportretninger (tidligere observeret af Seilacher & Meischner (1964) og Whitaker (1965 og 1966)).

Opad finende sekvenser som de her beskrevne er fortolket som stormlag, se for eksempel Kelling & Mullin (1975). Således afspejles det højeste energimiljø under selve stormen ved det grove materiale i bunden, her sammenskyttet skalsand/grus, mens den mere finkornede sekvens mellem de enkelte stormlag repræsenterer det daglige mere rolige aflejringstilstand. Dette kommer til udtryk i at skiferen indeholder meget få fossiler. Den er dog bioturberet og indeholder tabulate koraller i vækstposition, hvilket indikerer en reetablering af faunaen efter stormen.

I den nedre og øvre del af Djupvarp Leddet findes der ingen stormlag, men der er her observeret tynde indslag af skalkoncentrationer i de tykke, krydslejlrede kalkholdige finsandsten. Skalkoncentrationerne består for en stor del af strophomenide brachiopoder i lag, der som regel

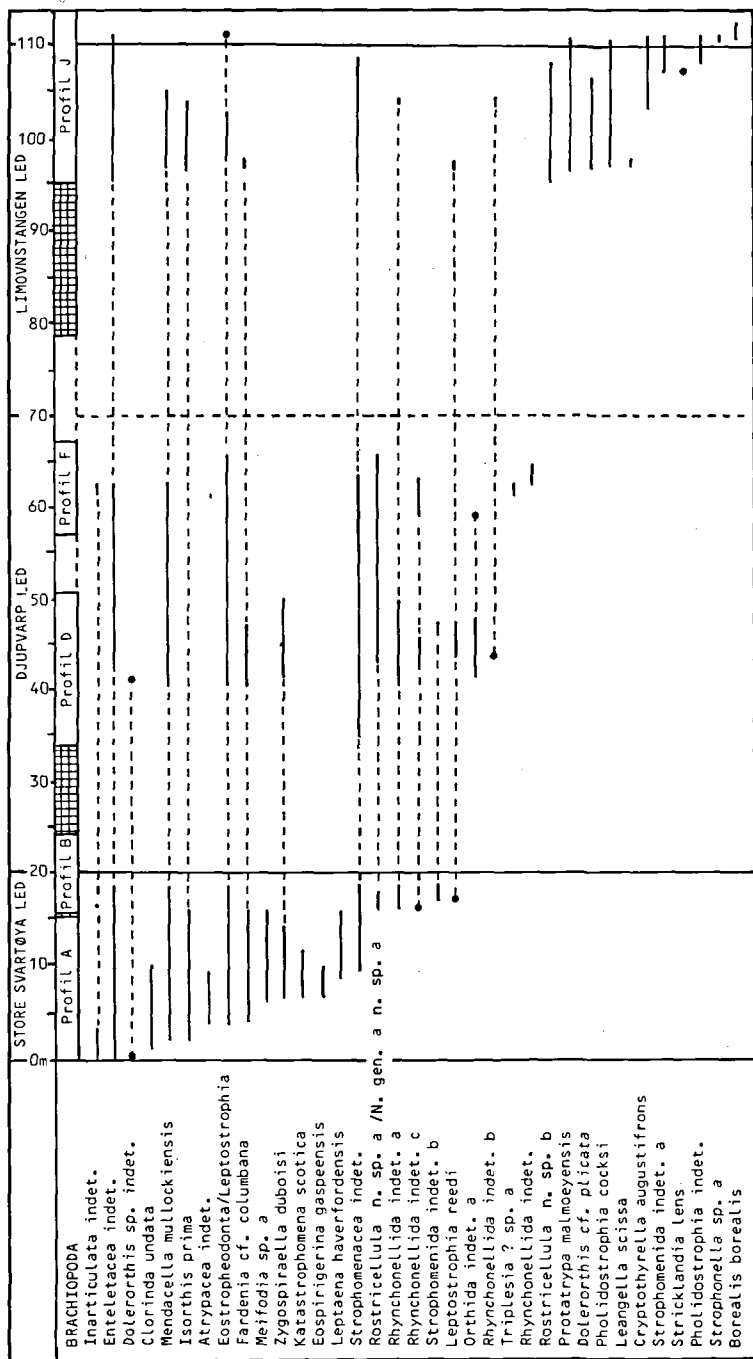


Fig. 3. »Rangekort« for brachiopoderne i typeprofilerne for Sælabbonn Formationen og dens led. Ternet signatur antyder udetaljeret opmålt profil eller andet profil, se fig. 5. Stiplet linie mellem profilerne angiver beregnet mægtighed og punkt signatur enkeltobservationer.

Range chart of the brachiopods in the type sections (Profil) of the Sælabbonn Formation and the members (LED) of the formation. Cross-hatched signature denotes non-detailed measured section or other section, see fig. 5. Dashed line between sections gives calculated thickness. Dots denote single observations.

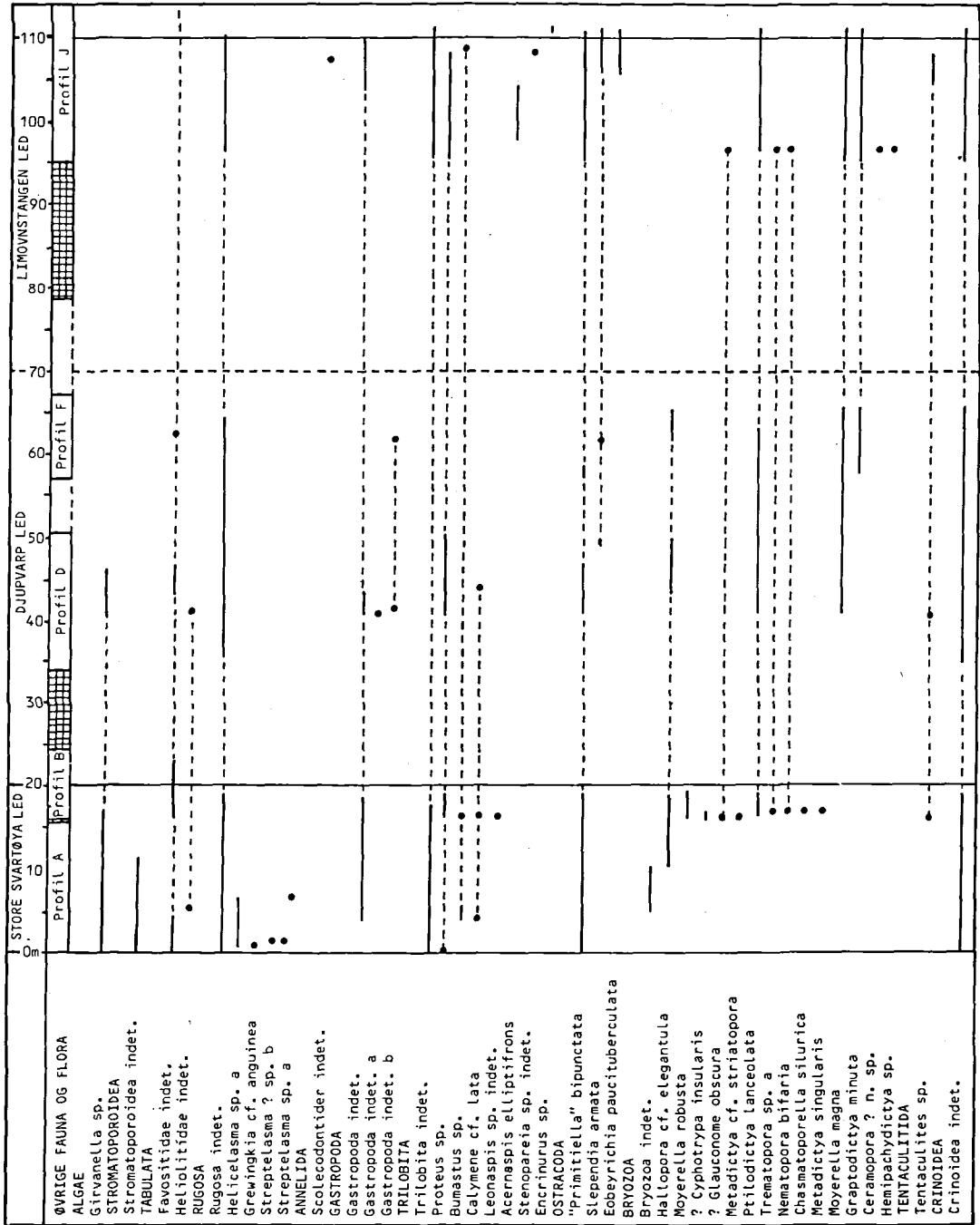


Fig. 4. Præliminært »rangekort« for den øvrige fauna og flora (undtaget brachiopoder) i typeprofilerne for Sælabborn Formationen og dens led. Signatur som i fig. 3.

Preliminary range chart of the additional fauna and flora (except brachiopods) in the type sections (Profil) of the Sælabborn Formation and the members (LED) of the formation. Signature as in fig. 3.

er tyndere end 10 cm. Skallerne ligger ofte parallelt med lagfladen, med den konvekse side op, men skråtstillede er også set. Det er et tegn på hurtig aflejring og er omtalt af Seilacher & Meischner (1964) under betegnelsen »edgewise coquinas«. Lignende skalkoncentrationer er beskrevet af Powers & Kinsman (1953), Brenner & Davies (1973) og Kelling & Mullin (1975) som »swell«-lag.

Det kan ud fra de mange bevarede storminds-lag sluttes, at tidevand sandsynligvis har spillet en mindre væsentlig rolle i aflejringstiljøet, som også postuleret af Bjørlykke (1974 b), og at Ringerike områdets lagserie er præget af proksimale stormaflejringer i modsætning til Oslo-Asker områdets distale stormaflejringer.

Store Svartøya Led

Store Svartøya Leddet består af vekslende hovedsagelig tynde (1–10 cm) lag af kalkholdig siltsten, skifer, mikrosparitisk kalksten og biosparitisk kalksten.

Den biosparitiske kalksten er mest almindelig i den øvre del af lagserien, hvor den optræder i stormlag, blandt andet udformet i megaribber. Ud fra målinger på forsætlamination i disse har Broadhurst (1968) påvist en strømretning fra nord.

Faunaen i dette led kendes dels fra den mikrosparitiske kalksten, dels fra den biosparitiske kalksten. Mens førstnævnte, der indeholder få, velbevarede fossiler, indicerer et relativt roligt miljø, kan den biosparitiske kalksten, der hovedsagelig består af transportererede fossiler, betragtes som sammenskyllede skalbanker, og står således som repræsentant for et betydeligt højere energiniveau.

Siltstenen kan indeholde en mindre, transporteret fauna, mest små solitære rugose koraller og brachiopoder. Endvidere forekommer der sjældent stromatoporoider og tabulate koraller, altid i vækstposition, hvilket tyder på at disse ikke er transporteret. Broadhurst (1968) bemærkede dette og konkluderede, at kalkstenen (biosparit) måtte være aflejret under indflydelse af stærkere strømme end sandstenen (siltsten).

Af »rangekortene« (fig. 3–4) fremgår det, at faunaen i begyndelsen domineres af koraller, især solitære rugose koraller, men enkelte tabulate koraller og stromatoporoider er også fundet. Efterhånden bliver imidlertid de articulate brachiopoder den mest betydningsfulde gruppe, og det er

karakteristisk, at enkelte arter, for eksempel zonefossilet *Zygospiraella duboisi* (Verneuil, 1845), ses i masseforekomster. Gastropoder, trilobiter, ostracoder, bryozoeer, tentaculitider og crinoider ses også, men med undtagelse af bryozoeerne optræder disse dyregrupper tilsyneladende ikke nær så artsrigt som brachiopoderne.

Faunaen udgøres i overvejende grad af transporterede sessile epifauna suspensionsædere i kalkstenen og af vagile infauna organismer, der kun har efterladt sig spor, blandt andet *Chondrites* sp., i siltstenen. Blandt repræsentanter for de øvrige grupper, der findes i kalkstenen, er de sessile koraller vigtigst. Koraller dominerer nemlig hovedsagelig over brachiopoder på lavere vand (Ziegler, Walker, Anderson, Kauffman, Ginsburg & James 1974: 9.2, fig. 9.4), og man kan derfor, ud fra deres og brachiopodernes indbyrdes forekomst i lagserien, slutte, at vanddybden har været tiltagende i begyndelsen af Store Svartøya Led.

I samtlige tyndslib er blågrønalgene *Girvanella* sp., såvel som mikritiserede skalfragmenter observeret. Det understreger, at det har været et relativt lavvandet miljø, idet algerne som fotosyntetiske organismer har haft optimale livsbetingelser i den fotiske zone (Riding 1975).

Aflejringstiljøet i Store Svartøya Led er konkluderende fortolket som et udpræget roligt lavvandet marint miljø, der af og til, med stigende hyppighed, blev udsat for storme. Det rolige miljø kommer til udtryk dels i skiferen præget af bioturbation, og dels i den mikrosparitiske kalksten, mens stormindflydelse først og fremmest ses i forekomsten af deciderede stormlag.

Djupvarp Led

Lithologisk består Djupvarp Led af kalkholdige sandsten vekslende med underordnet kalkholdig siltsten, skifer og biosparitisk kalksten.

Den kalkholdige sandsten er en bituminøs finsandsten, der optræder i op til 1 m tykke bænke i den nederste og øverste del af den blottede lagserie, mens den findes i tyndere (2–30 cm) i den mellemste del. I de største bænke findes der ofte indslag af biosparitisk kalk, og »swell«-lag er observeret.

Kalkholdig siltsten optræder i lag af varierende tykkelse (2–30 cm), ligesom den bioturbere skifer (1–23 cm), dog aftager forekomsthypigheden med fremkomsten af de tykke sandstenslag.

Den biosparitiske, ofte sandede og bituminøse kalksten forekommer dels som indslag i de netop omtalte tykke bænke i den nederste og øverste del af den blottede lagserie, dels som stormlag i den mellemste del.

Ud fra storskala krydslejringer i de tykke sandstensbænke og hyppigt forekommende små ribber i de tyndere sandstenslag i den mellemste del, er det muligt at angive palæostrømretningen som værende overvejende i nordøst-sydvest retning, se det generaliserede profil, fig. 5.

Faunaen kendes hovedsagelig fra den biosparitiske kalksten, der, som i Store Svartøya Leddet, kan betragtes som sammenskyllede skalbanker. Endvidere bør det nævnes, at der er forskellige typer af spor i sandstenen og på dens overflade, blandt andet *Chondrites* sp., *Dictyodora* ? sp., *Neonereites* sp., *Manchuriophycus* sp., samt muligvis gastropodspor.

Af »rangekortene« (fig. 3–4) fremgår det, at faunaen i Djupvarp Leddet stort set udgøres af de samme dyregrupper som faunaen i Store Svartøya Leddet. Ligesom i Store Svartøya Leddet dominerer transporterede sessile epifauna suspensionsædere i kalkstenen og vagil infauna i sandstenen, men, da miljøet, som det skal vises senere, ikke længere kan betragtes som relativt uforstyrret, kan man ikke slutte sig til vanddybden ud fra relationen koraller-brachiopoder, som det var tilfældet umiddelbart efter transgressionens start.

Som tidligere omtalt optræder enkelte af brachiopoderne, *Z. duboisi*, (Verneuil, 1845), *Mendacella mullockiensis* (Davidson, 1869), *Eostrophodonta mullochensis* (Reed, 1917), *Leptostrophia reedi* (Bancroft, 1949) og *Rostricellula* n. sp. a/ N. gen. a n. sp. a, i masseforekomster. De store strophomenider findes blandt andet i »swell«-lag i de tykke sandstensbænke. Solitære rugose koraller, fragmentariske bryozoaer og crinoider udviser samme tendens til at findes i koncentrationer.

Aflejringsmiljøets generelt lave vanddybde bekræftes af sedimentstrukturernes, især forekomsten af asymmetriske bølgeribber med flad kam og »wrinkle marks«, begge strukturer, der tyder på at havbunden til tider har været næsten tørlagt.

Det brede spektrum af små ribber, fra parallelle over undulerende til næsten linguoide, sammenholdt med tilstedeværelsen af interfererende ribbemønstre, erosionsoverflader og kanaler,

»gutter casts« og »tool marks«, antyder endvidere, at det har været et miljø, hvor strøm og vandstand har undergået forandring, som det for eksempel sker i et tidevandsområde. Af typiske tidevandsindicerende strukturer er der observeret krydslejring med bimodale palæostrømretninger, såkaldt »sildebens«-krydslejring. Da stormaflejringer er hyppige, skønnes miljøet at have været mikrotidalt, da tidevandet ellers ville have fjernet disse aflejringer. I et mikrotidalt miljø er tidevandet mindre end 2 m (Elliot 1978).

Storm har også medført, at store mængder sediment er transporteret og senere efter stormen aflejret som barre-komplekser. Disse udgør, i form af tykke, horisontalt udbredte, kalkholdige sandstensbænke med storskala krydslejring, blandt andet bimodal, den nederste og den øverste del af lagserien. Barrene er adskilt af et lavvandet interbarre område i den mellemste del.

Limovnstangen Led

Den blottede del af Limovnstangen Led består af vekslende lag af kalkholdig siltsten, skifer og kalksten.

Den kalkholdige siltsten, hvis forekomst aftager gradvis i den øvre del af lagserien, findes i tynde eller middeltikke bænke (1–37 cm) og fremviser talrige sedimentstrukturer. Således kan nævnes: horisontal parallel lamination, krydsamination, sjældent »hummocky« lamination, små ribber, erosionsoverflader, »gutter casts«, »tool marks«, »load casts«, »ball-and-pillow« og »slumping«. Hertil kommer *Chondrites* sp., der er almindelig.

Skiferen, der er bioturberet, findes i lag af betragtelig tykkelse (op til 72 cm) i den nedre del af den blottede lagserie.

Den biosparitiske kalksten forekommer med tiltagende hyppighed i tynde eller middeltikke bænke, i stormlag, der kan være udformet i megaribber med krydsamination. Ribberne kan være sammenhængende eller adskilte (Broadhurst 1968).

Palæostrømretningen kan ud fra de små ribber og de adskilte megaribber, generelt siges at være rettet både mod nordvest og mod sydøst (fig. 5). Det understøttes af retningen af orienterede bryozoaer, og af mål på forsættene i de øvrige megaribber, der blandt andet antyder bimodalitet i ovennævnte retninger, men også i nordøst-sydvest retning (Broadhurst 1968).

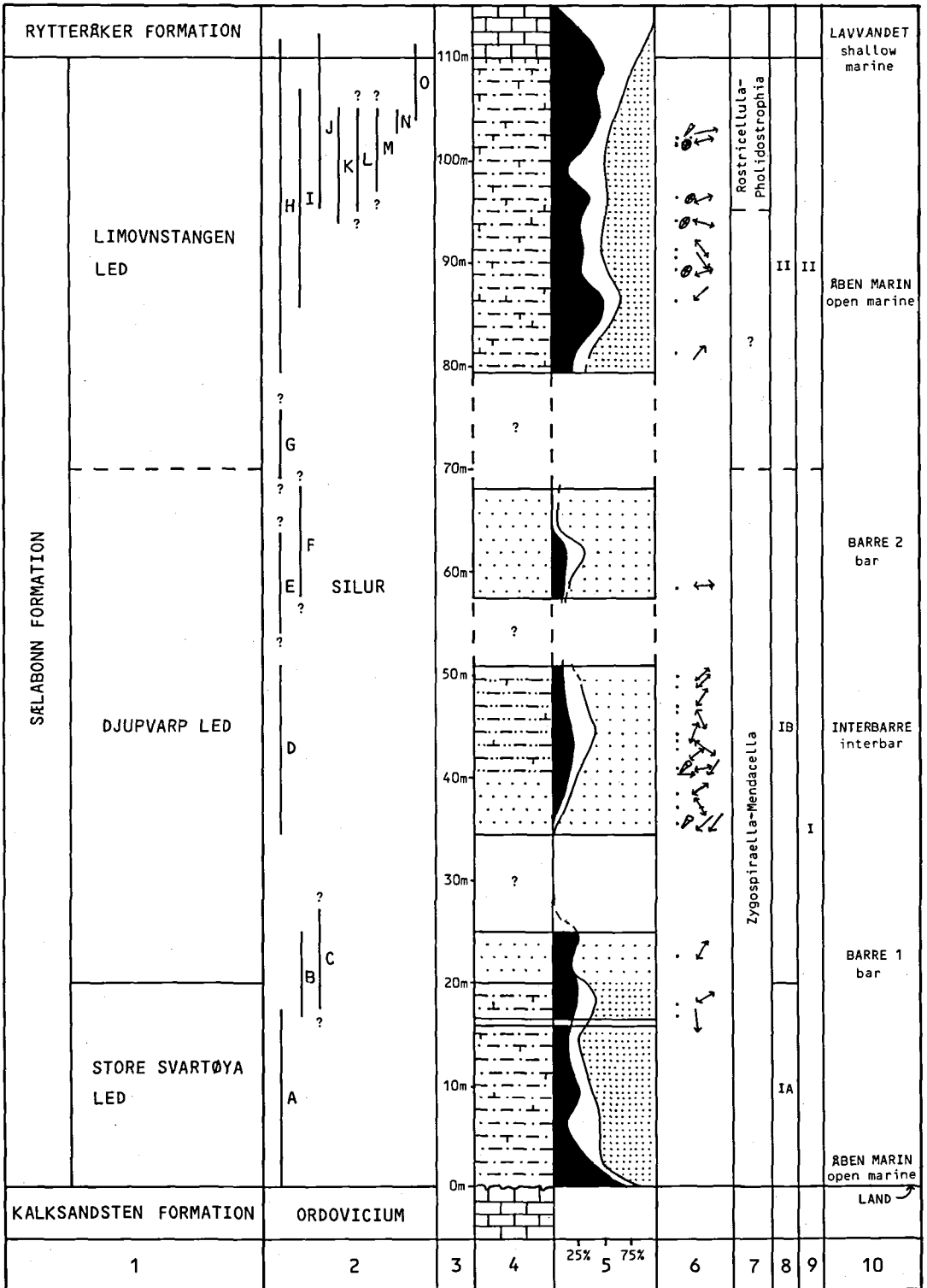


Fig. 5. Generaliseret profil of Sælabbonn Formationen.

Generalized section of the Sælabbonn Formation. LED = Member.

LEGENDE :

LEGEND :

1. Lithostratigrafi

Lithostratigraphy

2. Profiler

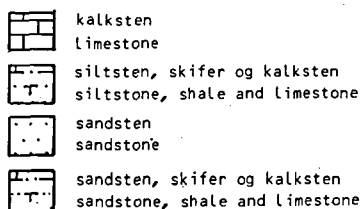
Sections

3. Mægtighed

Thickness

4. Lithologi

Lithology



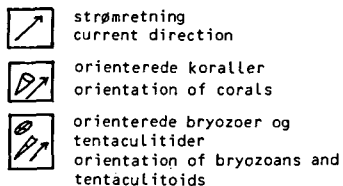
5. Kornstørrelse

Grain size



6. Retninger

Directions



7. Brachiopod Assemblage-zoner

Brachiopod Assemblage-zones

8. Facies associationer

Facies associations

9. Facies sekvenser

Facies sequences

10. Fortolkning af miljø

Interpretation of environment

Faunaen kendes hovedsagelig fra den biosparitiske kalksten, og ikke-transporteret fauna er kun set i skiferen, blandt andet enkelte store tabulate koraller i vækstposition (N.B. ikke i typprofilet).

Af »rangekortene« (fig. 3–4) ses det, at faunaen omfatter de samme dyregrupper som tidligere, men diversiteten synes stigende.

Som tidligere dominerer enkelte brachiopodarter. De hyppigste er *Rostricellula* n. sp. b, *Pholidostrophia cocksi* Hurst, 1974, *Protatrypa malmoeyensis* Boucot, Johnson & Staton, 1964 og *Isorthis prima* Walmsley & Boucot, 1975.

Faunaen i Limovnstangen Leddet ligner faunaen i den øvrige lagserie, idet den domineres af transporterede sessile epifauna suspensionsædere i kalkstenen og vagil infauna i siltstenen.

I den øvre del af den undersøgte lagserie er der fundet gravitationscement. Denne cementtype regnes for at være dannet supralittoralt (Müller 1971) og dette tyder på at denne del af lagserien er afsat på meget lavt vand. I den nedre del forekommer der »hummocky« lamination, der er almindelig i sublittoral-zonen (»lower shoreface« og »off-shore«, Harms 1975). Det kan derfor konkluderes at vanddybden har været aftagende inden for Limovnstangen Leddet, og at der må være sket en transgression på grænsen mellem Djupvarp Leddet og Limovnstangen Leddet, som det også demonstreres af den tydelige faciesændring. Efter transgressionen er der fulgt en periode med aftagende vanddybde, hvilket har medført meget lavvandede betingelser i den øvre del, samtidig med at tilførslen af detritisk materiale gradvist er aftaget. Sedimentstrukturerne med deres varierende retninger og de mange stormaflejringer peger på et mikrotidalt lavvandet miljø, hvis progressivt mere ekstreme livsvilkår formodentlig betinger den nedgang i diversiteten, der spores ved overgangen til Rytteråker Formationen, som er præget af få, næsten totalt dominerende arter. Her tænkes især på pentameriderne *Borealis borealis* (Eichwald, 1842) og *Pentamerus oblongus* J. de C. Sowerby, 1839.

Konklusion

Sammenfattes de her anførte fortolkninger af det sedimentære miljø i de tre led, der udgør Sælabbonn Formationen, ses det, at formationen består af to adskilte facies sekvenser, en nedre – svarende til de to facies associationer, der omfatter hen-

holdsvis Store Svartøya Led og Djupvarp Led, og en øvre – svarende til Limovnstangen Led.

Den nedre sekvens er opad grovende, og dens faciesmønster indicerer en prograderende kystlinie, startende med et åbent marint, roligt miljø efter transgressionen i begyndelsen af Silur. Dette ændres, som følge af regression til et mere uroligt mikrotidalt, storminflueret miljø, hvor to barre-komplekser adskilt af et interbarre miljø, udgør den væsentligste del.

Derefter følger en fornyet transgression med efterfølgende aflejring i et roligt miljø, senere i et mere storminflueret miljø, hvis lagserie spænder over det åbne marine til det meget lavvandede. I denne øvre del af lagserien, aftager det grovere terrigene materiales tilgang betydeligt, hvilket kan bero på, at det (eller de) landområde(r), der tjente som sedimentkilde lå længere mod nord, som følge af transgressionen. Såvel Major (1946) som Skjeseth (1963) og Bjørlykke (1974 a og b) anviser en nordlig proveniens for de nedre Silure sedimenter.

Stormindslag spiller en væsentlig rolle i den øvre sekvens, og set ud fra det biogene indhold kan lagserien karakteriseres som opad grovende, kulminerende i skalbankeakkumulationer af pentamerider i Rytteråker Formation, mens den ud fra det terrigene indhold kan karakteriseres som opad finende.

Faunaen af bentoniske organismer har, på trods af at den må regnes for at være noget transporteret, ændret sig med facies. Dette giver sig til kende i, at de to facies sekvenser svarer henholdsvis helt og delvist (ikke hele Limovnstangen Leddet er undersøgt faunistisk) til de to biostratigrafiske enheder, *Zygospiraella duboisi-Mendacella mullockiensis* Assemblage-zonen og *Rostricellula* n. sp. *b-Pholidostrophia cocksii* Assemblage-zonen (Thomsen 1981).

Tak

Denne artikel er en kortfattet opsummering af en specialeopgave ved Institut for Historisk Geologi og Palæontologi, Københavns Universitet. Forfatteren ønsker i den forbindelse at takke professor Dr. V. Poulsen, Institut for Historisk Geologi og Palæontologi, der har været præceptor på opgaven. Endvidere takkes Dr. M. G. Bassett, National Museum of Wales, Dr. L. R. M. Cocks, British Museum (Natural History), amanuensis N. M. Hanken, Universitetet i Tromsø og Dr. D.

Worsley, Paleontologisk Museum i Oslo, for diskussioner om forskellige aspekter ved opgaven.

For hjælp med bestemmelse af enkelte dyregrupper takkes Dr. K. Brood, Naturhistoriska Riksmuseet i Stockholm (bryozoer), Dr. D. Bruton og professor Dr. G. Henningsmoen, Paleontologisk Museum i Oslo (trilobiter og ostracoder) og førstelektor B. Neuman, Universitetet i Bergen (rugose koraller).

Fotoarbejdet er udført af J. Aagaard (fig. 2) og Gunvor Granaas (fig. 1, 3, 4–5.).

Litteratur

- Bjørlykke, K. 1974 a: Depositional history and geochemical composition of Lower Palaeozoic epicontinental sediments from the Oslo region. *Norges geol. Unders.* 305, 1–81.
- Bjørlykke, K. 1974 b: Geochemical and mineralogical influence of Ordovician Island Arcs on epicontinental clastic sedimentation. A study of Lower Palaeozoic sedimentation in the Oslo Region, Norway. *Sedimentology* 21, 251–272.
- Brenner, R. L. & Davies, D. K. 1973: Storm-Generated Coquinoid Sandstone: Genesis of High-Energy Marine Sediments from the Upper Jurassic of Wyoming and Montana. *Bull. geol. Soc. Am.* 84, 1685–1698.
- Broadhurst, F. M. 1968: Large scale ripples in Silurian limestone. *Lethaia* 1, 28–38.
- Bögli, A. 1960: Kalklösung und Karrenbildung. Internationale Beiträge zu Karstmorphologie. *Z. Geomorph. Suppl.* 2, 4–21.
- Elliott, T. 1978: Clastic Shorelines. I: Reading, H. G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. 143–177. Blackwell Scientific Publ.: London.
- Harms, J. C. 1975: Prograding Shoreline Deposits. I: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *S.E.P.M. Short Course* No. 2, Dallas 1975, 21 s.
- Henningsmoen, G. 1960: Cambro-Silurian deposits of the Oslo Region. I: Høltedahl, O. (Ed.): *Geology of Norway. Norges geol. Unders.* 208, 130–150.
- Henningsmoen, G. 1961: Code of stratigraphical nomenclature for Norway. *Norges geol. Unders.* 213, 229–233.
- Høltedahl, O. 1916: The *Strophomenidae* of the Kristiania Region. *Vid.-Selsk. Skr. Mat.-Nat. Kl. I* (for 1915) 12, 111 s.
- Jennings, J. N. 1971: *Karst. An Introduction to Systematic Geomorphology* 7, 252 s. The M. I. T. Press: Cambridge, Massachusetts.
- Kelling, G. & Mullin, P. R. 1975: Graded limestones and limestone-quartzite couplets: possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous. *Sediment. Geol.* 13, 161–190.
- Kiær, J. 1908: Das Obersilur im Kristianiagebiete. Eine stratigraphisch-faunistische Untersuchung. *Vid.-Selsk. Skr. Mat.-Nat. Kl. I* (for 1906) 2, 595 s.
- Kjerulf, T. 1855: Das Christiania-Silurbecken, chemisch-geognostisch untersucht. *Univ. Progr.* 1. Halbjahr 1855, 68 s.
- Kjerulf, T. 1862: Beskrivelse over jordbunden i Ringeriget. *Polyt. Tidsskr.* 9, 1–15.
- Kjerulf, T. 1865: Veiviser ved geologiske Excursioner i Christiania Omegn. *Univ. Progr.* 2. Halbjahr 1865, 43 s.
- Kjerulf, T. 1879: *Udsigt over det sydlige Norges Geologi*. 262 s. Christiania.

- Kjerulf, T. & Dahll, T. 1857: Ueber die Geologie des südlichen Norwegens. *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne* 9, 193–306.
- Major, H. 1946: Noen profiler fra eldste Silur i Oslo-feltets nordlige del. *Norsk geol. Tidsskr.* 26, 59–146.
- Murchison, R. I. 1845: On the Palæozoic Deposits of Scandinavia and the Baltic Provinces of Russia, with an account of some great features of dislocation and metamorphism along their northern frontiers. *Q. Jl. geol. Soc. Lond.* 1, 467–494.
- Murchison, R. I. 1846: IV. Section across the Territory of Christiania. *Q. Jl. geol. Soc. Lond.* 2, 71.
- Murchison, R. I. 1847: Anskuelse over Classificationen af de geologiske Lag i Overgangsformationen ved Christiania. Foredrag ved de skandinaviske Naturforskeres 4de Møde 17. Juli 1844. *Forhandl. ved de skand. Naturf. 4de Møde i Christiania*, 287–295.
- Murchison, R. I. 1858: The Silurian Rocks and Fossils of Norway, as described by M. Theodor Kjerulf, those of the Baltic Provinces of Russia, by Professor Schmidt, and both compared with their British Equivalents. *Q. Jl. geol. Soc. Lond.* 14, 36–53.
- Müller, G. 1971: »Gravitational« cement: An indicator for the vadose zone of the subaerial diagenetic environment. *John Hopkins University Studies in Geology* 19, 301–302.
- Mørk, A. 1981: A reappraisal of the lower Silurian brachiopods *Borealis* and *Pentamerus*. *Palaeontology*, 24, 3, 537–553.
- Olaussen, S. 1981: Marine incursion in Upper Palaeozoic sedimentary rocks of the Oslo Region, Southern Norway. *Geol. Mag.* 118, 3, 281–288.
- Opalinski, P. R. & Harland, T. L. 1981: The Middle Ordovician of the Oslo Region, Norway, 29. Stratigraphy of the Mjøsa Limestone Formation in the Toten and Nes-Hamar areas. *Norsk geol. Tidsskr.* 61, 59–78.
- Powers, M. C. & Kinsman, B. 1953: Shell accumulations in underwater sediments and their relation to the thickness of the traction zone. *J. sedim. Petrol.* 23, 229–234.
- Riding, R. 1975: *Girvanella* and other algae as depth indicators. *Lethaia* 8, 173–179.
- St. Joseph, J. K. S. 1938: The *Pentameracea* of the Oslo Region, being a description of the Kiaer collection of pentamerids. *Norsk geol. Tidsskr.* 17, 225–336.
- Seilacher, A. & Meischner, D. 1964: Fazies-Analyse im Palaeozoikum des Oslo-Gebietes. *Geol. Rdsch.* 54, 596–619.
- Skjeseth, S. 1963: Contributions to the geology of the Mjøsa District and the classical sparagmite area in Southern Norway. *Norges geol. Unders.* 220, 126 s.
- Sjældnæs, N. 1957: The Silurian/Ordovician border in the Oslo District. *Norsk geol. Tidsskr.* 37, 355–371.
- Sweeting, M. M. 1973: *Karst landforms*, 362 s. Columbia University Press: New York.
- Thomsen, E. 1981: *En palæontologisk, sedimentologisk og stratigrafisk analyse af Sælabbonn Formationen (Silur-Norge)*. Upubliceret speciale, Københavns Universitet, I–II, 319 s.
- Turner, P. 1973: *The stratigraphy and sedimentology of the Ringerike Group of Norway*. Upubliceret Ph. D., University of Leicester, 2 bind.
- Turner, P. 1974: Lithostratigraphy and facies analysis of the Ringerike Group of the Oslo region. *Norges geol. Unders.* 314, 101–131.
- Whitaker, J. H. Mcd. 1965: Primary sedimentary structures from the Silurian and Lower Devonian of the Oslo region, Norway. *Nature* 207, 4998, 709–711.
- Whitaker, J. H. Mcd. 1966: *The Silurian and Lower Devonian geology of Ringerike, southern Norway*. Upubliceret Ph. D., University of Leicester, 1, 242 s. og 2, 176 s.
- Whitaker, J. H. Mcd. 1973: »Gutter casts«, a new name for scour-and-fill structures: with examples from the Llandoveryan of Ringerike and Malmøya, southern Norway. *Norsk geol. Tidsskr.* 53, 403–417.
- Whitaker, J. H. Mcd. 1977: *A guide to the Geology around Steinsfjord, Ringerike*. 56 s. Universitetsforlaget: Oslo-Bergen-Tromsø.
- Worsley, D. & Broadhurst, F. M. 1975: An environmental study of Silurian atrypid communities from southern Norway. *Lethaia* 8, 271–286.
- Worsley, D., Aarhus, N., Bassett, M. G., Howe, M. P. A., Mørk, A. & Olaussen, S. (i trykken): The Silurian succession of the Oslo region. *Norsk. geol. Unders.*
- Ziegler, A. M., Walker, K. R., Anderson, E. J., Kauffman, E. G., Ginsburg, R. N. & James, N. P. 1974: Principles of Benthic Community Analysis. Notes for a Short Course. *Sedimenta* IV, 168 s. The Comp. Sed. Lab., Div. Mar. Geol. and Geophys. University of Miami, Florida.