

Danmarks Geologiske Undersøgelse
Geological Survey of Denmark . Yearbook 1977

Årbog 1977



I kommission hos C. A. Reitzels Forlag
København 1978

Danmarks Geologiske Undersøgelse
Geological Survey of Denmark. Yearbook 1977

Årbog 1977

I kommission hos C. A. Reitzels Forlag
København 1978

D.G.U. Årbog 1977
er sat med fotosats Times
og trykt i offset i 1200 eksemplarer
hos Andelsbogtrykkeriet i Odense.
Bogen er trykt på Thai-Cote, 115 g
fra a/s De forenede Papirfabrikker.
ISBN 87-421-0715-6
ISSN 0105-063X

Redaktion:
Olaf Michelsen

Date of publication: 1978-11-17

With 2 separate plates

Contents

Indhold

Usinger, Hartmut: Bölling-Interstadial und Laacher Bimstuff in einem neuen Spätglazial-Profil aus dem Vallensgård Mose / Bornholm. Mit pollengrößenstatistischer Trennung der Birken	5
Jóhansen, Jóhannes: Outwash of terrestrial soils into Lake Saksunarvatn, Faroe Islands	31
Petersen, Kaj Strand: Den postglaciale transgression og molluskfaunaen i Tude Å-området, Store Bælt, Danmark	39
Petersen, Kaj Strand: Applications of glaciotectionic analysis in the geological mapping of Denmark	53
Kronborg, Christian, Bender, Henry and Larsen, Gunnar: Tektonik som en mulig medvirkende årsag til daldannelsen i Midtjylland ...	63
Michelsen, Olaf: The Lower Jurassic of the Dansk Nordsø 0-1 boring, Central Trough	77
Priisholm, Søren and Michelsen, Olaf: The use of porosity logs in lithology determination, lithostratigraphy and basin analyses	89
Bertelsen, Finn: Carboniferous miospores from the Nordsø P-1 borehole, Danish North Sea offshore area	101
Lieberkind, Kirsten: A conventional log evaluation method for detection of lithology and hydrocarbons in the Danish North Sea well M-1x	113
Publications issued 1977	131

Dr. Hartmut Usinger, Botanisches Institut, Neue Universität N 61c, D-2300 Kiel, BRD.

Bölling-Interstadial und Laacher Bimstuff in einem neuen Spätglazial-Profil aus dem Vallensgård Mose/Bornholm. Mit pollen-größenstatistischer Trennung der Birken

Hartmut Usinger

Usinger, Hartmut: Bölling-Interstadial und Laacher Bimstuff in einem neuen Spätglazial-Profil aus dem Vallensgård Mose / Bornholm. Mit pollen-größenstatistischer Trennung der Birken. *Danm. geol. Unders., Årbog 1977*, pp. 5–29, pl. 1. København. 23. oktober 1978.

Sediments at Vallensgård Mose, Bornholm, Denmark, from pre-Alleröd to Younger Dryas time are investigated by pollen-analysis. Pollen of dwarf- and broad leaved birches is separated by evaluation of size-frequency distributions. In accordance with Iversen (1954) most birch pollen in pre- and early Alleröd time is due to *Betula nana*. Contrary to Iversen's presumption, *Betula pubescens* aggr. prevailed in birch pollen precipitation in late Alleröd time. In pre-Alleröd time, changing values of (dwarf-)birch together with corresponding variations of sediments (contents in lime and organic matter) indicate a warmer period followed by a cooler, i.e. Bölling and Older Dryas. The Alleröd period shows a threefold division caused by a cooler phase in the middle. High values of *Juniperus* before and after this phase seem to indicate climatic optima. Immediately above the cooler middle part of Alleröd time, tuff has been found belonging to volcanism of the Laacher See in the Eifel mountains. A hiatus at the boundary Alleröd/Younger Dryas established by stratigraphical features is considered to be the reason for the lack of pine dominated spectra of late Alleröd time, as recorded in Iversen's diagram.

Die spätglazialen Sedimente von Vallensgård Mose waren schon einmal Gegenstand pollenanalytischer Untersuchung: Im Jahre 1954 veröffentlichte Iversen ein Diagramm und diskutierte es im Rahmen der spätglazialen Vegetationsgeschichte Dänemarks. Bemerkenswertester Befund war, daß die Spätglazial-Vegetation Bornholms eine auffällige Sonderentwicklung genommen hat: “. . . our diagram from Bornholm has no indication of any late-glacial birch forest zone. It could be demonstrated by size-measurements that the maximum of birch pollen before the pine rise is due to *Betula nana*”. (l.c.p.96).

Der zitierte Befund war Anlaß zu der vorliegenden Arbeit. Im Rahmen von Untersuchungen zur pollenanalytischen Differenzierung der Birken schien es wünschenswert, die Größenverteilung von fossilen Zwergbirken-

pollen-Kollektiven mit möglichst geringem Baumbirken-Anteil zu ermitteln. In den spätglazialen Sedimenten Bornholms konnten derartige Kollektive erwartet werden.

Zur zeitlichen Einordnung der größenstatistischen Ergebnisse wurde ein Pollendiagramm erstellt und durch Sedimentanalysen ergänzt. Dabei ergaben sich mit dem Nachweis der Bölling-Schwankung und dem Fund des Laacher Bimstufes mitteilenswerte Befunde, während die Birkenpollen-Statistik die Erwartungen nicht ganz erfüllte.

Methodik

1. Profil- und Probenentnahme

Das Profil wurde im östlichen Teil des Moores entnommen: 3m südlich des querenden Weges, 50 m westlich der heutigen Ostgrenze des Moores gegen Ackerland.

Mit der Dachnowsky-Sonde wurden im Abstand von wenigen Dezimetern 10 Kernserien mit überlappender Kernung erbohrt und nach Schälung der Kerne aufgrund durchlaufender Schichtung konnektiert. Diese Konnektierung konnte mit solcher Sicherheit erfolgen, daß eine kontinuierliche Probenentnahme in 2 cm-Abstand unbedenklich erschien.

2. Aufbereitung und Einbettung

Die Aufbereitung erfolgte nach den bei mineralreichen Sedimenten üblichen Verfahren. Zusätzlich wurde mit HNO_3 behandelt. Damit umfaßte die Aufbereitung die folgenden Schritte:

Reagenz	Konzentration	Zeitdauer (min.)
1. HCl	10 %	3
2. KOH	10 %	5
3. HF	38 %	20
4. HCl	10 %	5
5. H_2O		
6. HNO_3	10 %	5
7. H_2O		
8. CH_3COOH	96 %	
9. $(\text{CH}_3\text{CO})_2\text{O} / \text{H}_2\text{SO}_4$	9 / 1	3.5
10/11. H_2O		
12/13. $\text{C}_3\text{H}_5(\text{OH})_3$		

Die angegebenen Zeiten beziehen sich auf die Behandlungsdauer bei Siedehitze einschließlich der zum Erhitzen der Probe erforderlichen Zeit. KOH wurde angewandt, um in Hinblick auf aufbereitungs-bedingte Veränderungen der Pollengröße Vergleichbarkeit gegenüber Proben zu wahren, bei deren Aufbereitung KOH erforderlich ist.

Da die Größe von Birkenpollen in Glycerin und Silikonöl um fast 15 % unterschieden ist, wurde aus meßtechnischen Gründen Glycerin dem sonst vorteilhafteren Silikonöl (Andersen 1960) als Einbettungsmedium vorgezogen: Bei Wahl der rechentechnisch günstigen Klassenbreite von 1μ liefern Messungen in Glycerin eine etwas bessere Auflösung.

3. Sedimentanalysen

Als Maß für den Gehalt an organischer Substanz wurde der Glühverlust bestimmt: Die bei 105°C getrockneten Proben wurden 2 Stunden bei 500°C geglüht.

Der Gehalt an Carbonaten wurde durch Umsatz mit HCl und volumetrische Bestimmung des gebildeten CO_2 nach Scheibler ermittelt (Näheres bei Schlichting und Blume 1966). Die Ergebnisse wurden in Gewichtsprozent CaCO_3 dargestellt.

4. Die Konstruktion des Diagrammes (Tafel 1)

Das Diagramm entspricht der von Iversen eingeführten Berechnungs- und Darstellungsweise. Als Grundsumme dient die Summe aller primären Pollen ausschließlich jener von eindeutigen Sumpf- und Wasserpflanzen. Auf diese Summe beziehen sich die Häufigkeitsangaben für alle Pollen- und Sporentypen, für 'Hystrix' und *Pediastrum*.

Mit Ausnahme der Kalkgehalt- und Glühverlust-Kurven sind alle Kurven des Diagramms durch gleitende Durchschnittsbildung ausgeglichen. Genauer: an die Stelle der beobachteten Häufigkeit H_i ist $(H_{i-1} + 2H_i + H_{i+1}) / 4$ getreten. Dieses Verfahren, daß selbstverständlich nur bei geringem und lückenlosem Probenabstand angewendet werden kann, glättet Schwankungen aufgrund statistischer Fehler ebenso, wie kurzfristige reale Häufigkeitsveränderungen (short-term fluctuations *sensu* Faegri & Iversen 1964). Damit werden kleinere aber längerfristige Häufigkeitsveränderungen deutlich, die sonst im Oszillieren der Kurven untergehen. (Nicht ausgeglichen wurden die Häufigkeiten beiderseits des Hiatus an der Grenze Alleröd/Dryas 3.)

Identifikationen (exkl. *Betula*)

1. Primäre Sporomorphen

Asteraceae

Ein Pollenkorn vom *Saussurea*-Typ *sensu* Stix (1960) zeigt gute Übereinstimmung mit *Saussurea alpina*, die bereits mehrfach in spätglazialen Sedimenten Dänemarks gefunden worden ist (z. B. Iversen 1954).

Caryophyllaceae

Im Diagramm gesondert aufgeführt wurde nur die pollenanalytisch leicht erkennbare *Gypsophila*, bei der es sich aufgrund pflanzengeographischer Erwägungen um *G. fastigiata* handeln dürfte.

Ephedraceae

Insgesamt wurden 14 Pollenkörner von *Ephedra* gefunden. Davon gehören 9 zum *E. distachya*-Typ *sensu* Welten (1957), darunter 1 in der von Welten beschriebenen Walnuss-artigen Kleinform. 2 Pollenkörner gehören mit ≥ 9 Rippen und unverzweigten Längsfurchen zum *E. fragilis*-Typ *sensu* Welten. 3 Pollenkörner mit 7 Rippen und ebenfalls unverzweigten Längsfurchen konnten keinem der von Welten beschriebenen Typen zugeordnet werden.

Plantaginaceae

Trotz Anwendung von Phasenkontrast konnten *Plantago major* und *P. media* nicht sicher unterschieden werden. Die beobachteten Pollenkörner scheinen aber alle innerhalb der Variationsbreite von *P. media* zu liegen. – Die Pollen vom *Plantago maritima*-Typ gehören mit nicht-anulaten Pori zu *P. maritima* s.str. (vgl. Andersen 1961).

Rosaceae

Neben *Filipendula* und *Sanguisorba* wurde im Diagramm nur *Dryas* getrennt dargestellt. Die hierher gerechneten Pollenkörner stimmen in Form und Skulptur gut mit rezentem Material überein. Unterschiede bestehen dagegen in der Ausbildung der Apertur. Während die meisten Pollenkörner in rezentem Material in der Mitte des Colpus ein porenartiges Areal erkennen lassen (»poroid area« bei Faegri & Iversen 1964), ist ein solches Areal bei den fossilen Körnern nicht oder nur andeutungsweise vorhanden. Dennoch ist kaum zu bezweifeln, daß diese Körner wenigstens größtenteils zu *Dryas* gehören: Sie finden sich nur in den Schichten, die reichlich *Dryas*-Blätter enthalten (also auch *Dryas*-Pollen führen müßten!) und zeigen sogar in ihren Häufigkeitsschwankungen Übereinstimmung mit denen der Großreste. – Ein einzelnes Pollenkorn von *Sanguisorba officinalis* gehört mit fast gleichgroßen Mesocolpia und 30 μ Polachsen-Länge wahrscheinlich zu der octoploiden Rasse mit $n = 56$ (vgl. Nordborg 1963 und Berglund 1966).

Lycopodiaceae

Soweit sicher bestimmbar, gehören alle *Lycopodium*-Sporen zu *Lycopodium* s.str., d.h. zu *L. annotinum* und *L. clavatum*.

2. Umgelagerte Sporomorphen und 'Hystrix'

Die vorwiegend mineralischen Sedimente des untersuchten Profils sind erwartungsgemäß reich an umgelagerten ('sekundäre') Sporomorphen und Hystrichosphaerideen-Zysten ('Hystrix', vgl. Iversen 1936). Abtrennung der Umgelagerten – sofern nicht aufgrund von Zugehörigkeit zu nicht-spätglazialen Sippen direkt erkennbar – erfolgte aufgrund ihres Erhaltungszustandes. Ausgehend von der Tatsache, daß der weitaus größte Teil der potentiell primären Sporomorphen infolge der optimalen Erhaltungsbedingungen in den durchweg limnischen Sedimenten ausgezeichnet erhalten ist, wurden alle schlecht erhaltenen, insbesondere alle korrodierten, als umgelagert aufgefaßt. Auf diese Weise wurde also auch ein Großteil jener Sporomorphen ausgeschaltet, die zunächst in terrestre oder semiterrestre Böden geraten waren und erst infolge von Bodenerosion, d.h. verzögert und mehr oder minder korrodiert in limnisches Sediment gelangt sind.

Andererseits führt Umlagerung nicht zwangsläufig zu Korrosion. So dürften die relativ hohen Polypodiaceen- und *Sphagnum*-Werte des ältesten Diagramm-Abschnittes auf Sporen zurückzuführen sein, die infolge großer Widerstandsfähigkeit Umlagerung ohne erkennbare Folgen überstanden haben (Näheres zu dieser Annahme wie auch zur Begründung der hier vorgenommenen Abtrennung der Umgelagerten, die zweifellos subjektive Fehlerquellen birgt, bei Usinger 1975).

Die Trennung der Birkenpollen

1. Vorbemerkungen

Dem Problem der Birkenpollen-Differenzierung ist in pollenanalytischen Spätglazial-Untersuchungen wiederholt besondere Aufmerksamkeit gewidmet worden. Zusammenfassende Darstellungen der Methoden und neue Lösungsvorschläge finden sich bei Usinger (1975) und Gordon & Prentice (1977).

Die in der vorliegenden Arbeit benutzten Verfahren knüpfen an die von Usinger verwendeten an. Wieder wird einerseits ein *Betula nana*- und ein *Betula alba*-Typ aufgrund morphologischer (habituellder) Merkmale unterschieden. (*Betula alba* steht hier – *sensu* Linné 1753 – für alle europäischen Baumbirken.) Zum anderen wird eine statistische Trennung aufgrund der Häufigkeitsverteilung des Merkmals Pollengröße vorgenommen.

Die Größe von *Betula*-Pollen wurde bestimmt, indem – bei statistischer Orientierung der Pollen im Präparat – die größte erkennbare Ausdehnung gemessen wurde (vgl. Usinger *l.c.* p. 54). Die Verteilungskurven umfassen nur 3porige. Die Größe von *Pinus*-Pollen – zu Vergleichszwecken gemessen – ist gleich der Länge des Corpus bei horizontaler Lage.

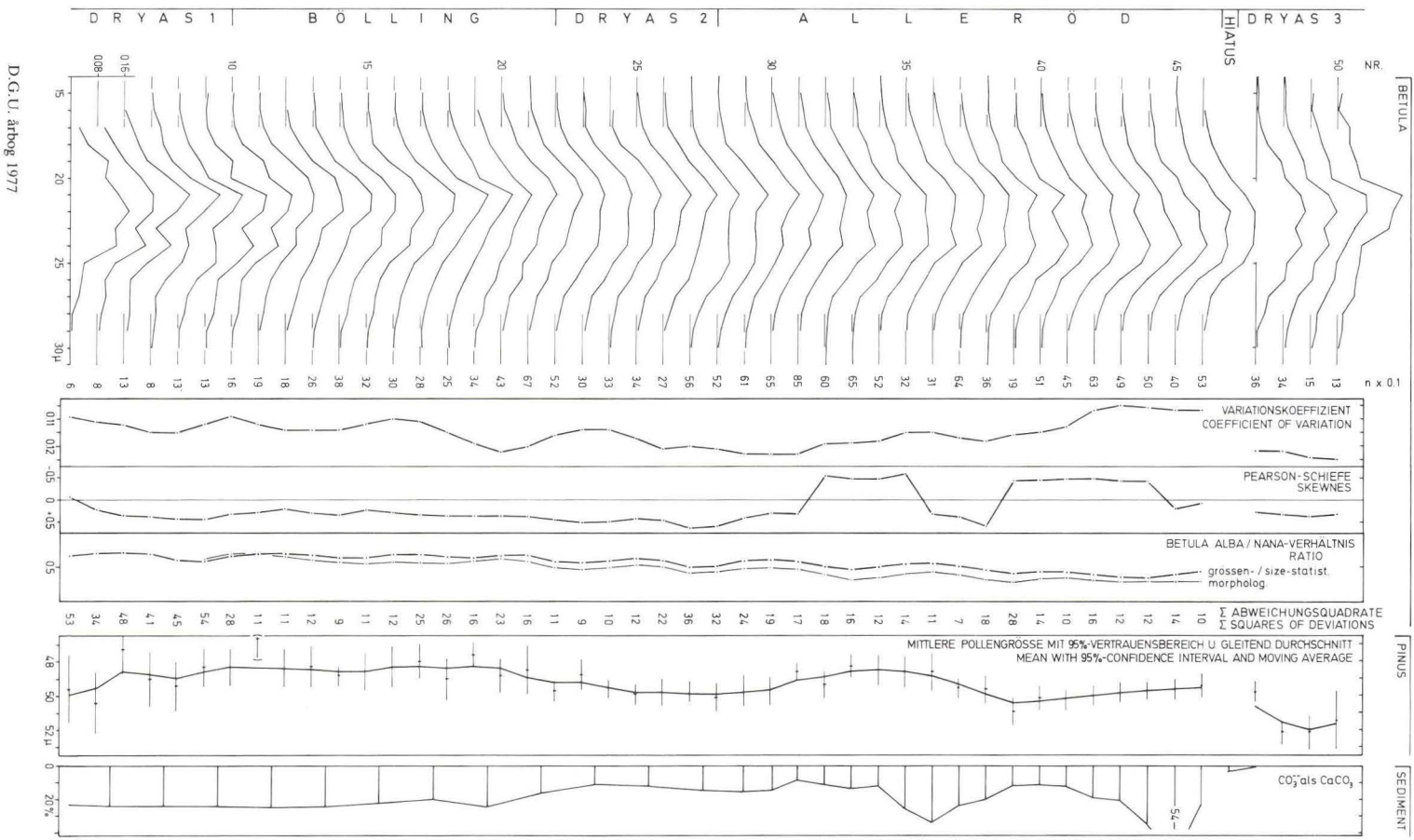
Folgende statistische Größen wurden verwendet:

- D Dichtemittel, Modalwert: der häufigste Stichprobenwert. Zur Abschätzung von D bei in Klassen eingeteilten Meßreihen vgl. z. B. Weber 1967.
- E Exzeß, Wölbung.
- H Relative Häufigkeit, Anteil (in Teilen von 1 oder in %).
- M Mischungsverhältnis H_1/H_2 zweier Komponenten.
- n Stichprobenumfang.
- Q Relativer Unterschied zwischen den Mittleren Pollengrößen zweier Sippen: $Q = \bar{x}_2/\bar{x}_1$ mit $\bar{x}_2 > \bar{x}_1$.
- s Streuung, Standard- oder Mittlere Abweichung.
- S Schiefheitsmaß von Pearson, 'Pearson'-Schiefe: $S = (\bar{x} - D) / s$. Über die Signifikanz der 'Pearson'-Schiefe siehe Usinger 1975.
- V Variationskoeffizient, Variabilitätskoeffizient: die auf den Mittelwert bezogene Streuung: $V = s / \bar{x}$.
- \bar{x} Mittelwert, arithmetisches Mittel, Mittlere Pollengröße.

Die Verteilungskurven (und wesentliche Statistiken) sind in Abb. 1 zusammengestellt. Wieder ist zur Beseitigung von statistischen und Kurzzeit-Schwankungen eine 3gliedrige Ausgleichung vorgenommen: an die Stelle der originalen Klassenhäufigkeiten H_i ist $(H_{i-1} + 2H_i + H_{i+1}) / 4$ getreten, wobei H_{i-1} bzw. H_{i+1} die Häufigkeit derselben Klasse in der vorhergehenden bzw. folgenden Verteilung ist. Dieses Vorgehen hat gegenüber der sonst üblichen Ausgleichung innerhalb der einzelnen Verteilungen den Vorteil, daß Formmerkmale wie Bimodalität nicht verwischt werden.

2. Die Auswertung der Häufigkeitsverteilung der Pollengröße

Die Birkenpollen-Trennung im Fall Vallensgård Mose kann von einem bemerkenswerten Befund ausgehen: Die spätglazialen Sedimente sind reich an makroskopischen Resten von *Betula nana*, während Baumbirkenreste bislang nicht gefunden worden sind, wenn von einem einzelnen Stück Borke abgesehen wird (Iversen 1954; eigene Großrest-Analysen). So muß angenommen werden, daß auch der Pollenniederschlag in diesen Sedimenten zumindest großenteils von *Betula nana* stammt. Die eingangs zitierten von Iversen vor-



D.G.U.: ärbog 1977

Abb. 1. Übersicht zur Birkenpollentrennung.
 Fig. 1. Oversigt over adskillelsen af birkepollen.

genommenen Messungen der Birkenpollen-Größe bestätigten diese Annahme.

Auch nach den nun vorliegenden Messungen ist nicht zu bezweifeln, daß die vor- und früh-allerödzeitlichen Spektren *B. nana*-dominiert sind. Zu differenzierteren Aussagen über das *B. alba/nana*-Häufigkeitsverhältnis ist von folgenden Befunden auszugehen (Abb. 1).

1.) Der Variationskoeffizient der beobachteten Verteilungen liegt stets über $V = 0.10$, durchschnittlich bei etwa 0.11 und maximal über 0.12. Der Variationskoeffizient von Verteilungen ein-artiger Birkenpollen-Kollektive dürfte dagegen 0.09 kaum überschreiten (Usinger *l.c.* p. 43; zahlreiche unpublizierte Messungen an Kollektiven in Oberflächenproben aus ein-artigen Birkenbeständen). Höhere Werte für V weisen also auf Mischverteilungen aus Komponenten unterschiedlicher Pollengröße. Die Birkenpollen-Kollektive von Vallensgård Mose enthalten damit stets auch Baumbirkenpollen.

2.) Verteilungen ein-artiger Birkenpollen-Kollektive sind sehr wahrscheinlich stets angenähert symmetrisch (Usinger *l.c.* p. 48; zahlreiche unpublizierte Messungen). Die beobachteten Verteilungen weisen dagegen fast ausnahmslos eine erhebliche Schiefe auf. Das kann wiederum nicht anders, als durch mehr oder minder große Baumbirken-Anteile bedingt verstanden werden.

3.) Die Schiefe der Verteilungen zeigt zunächst durchweg positive und durchschnittlich steigende Werte (Nr. 4 mit $n=56$ als Ausnahme). Dann folgen von Nr. 32 – 46 Verteilungen wechselnder, jedoch überwiegend negativer Schiefe. Die Dryas 3-zeitlichen Verteilungen sind wieder deutlich positiv schief. Derartige Schiefe-Veränderungen können in Verbindung mit den zuvor genannten Befunden kaum anders als durch die folgenden Annahmen gedeutet werden: Die Verteilungen sind zunächst *B. nana*-beherrscht, sie weisen aber zunehmende, später gleiche und schließlich dominierende *B. alba*-Anteile auf; in Dryas 3 überwiegt wieder *B. nana*. Bestätigung finden diese Annahmen in den Bewegungen des Variationskoeffizienten, indem für Verteilungen mit einer dominierenden Komponente (anfänglich *B. nana*, später *B. alba*) durchschnittlich niedrige, für Verteilungen mit höheren bis gleichen Anteilen beider Komponenten durchschnittlich hohe Werte verzeichnet sind.

Die bisherigen, nur grob quantitativen Angaben lassen sich präzisieren, wenn folgende Annahmen als richtig unterstellt werden: (1) Die beobachteten Verteilungen sind im wesentlichen Mischverteilungen aus zwei Komponen-

ten, der Zwerg- und einer Baumbirke. (2) Die beiden Komponenten sind angenähert normal verteilt. (3) Die (Form-)Veränderungen der Verteilungen im Laufe des untersuchten Zeitraumes beruhen im wesentlichen auf Veränderungen des Mischungsverhältnisses der beiden Komponenten. – Alle 3 Annahmen lassen sich mehr oder weniger gut begründen:

Annahme (1) geht davon aus, daß die herrschende Baumbirke im Raum der spätglazialen westlichen Ostsee sehr wahrscheinlich *B. pubescens* aggr. gewesen ist (vgl. Iversen 1954, Berglund & Digerfeldt 1970 u.a.). Der oft zitierte Nachweis von *B. pendula* aus diesem Gebiet durch Schütrumpf (1935, 1936, 1943) bezieht sich auf Früchte und Fruchtschuppen, bei denen eine Fehlbestimmung nicht völlig ausgeschlossen ist (vgl. Firbas 1949, p. 115). Selbst für Mittel-Polen (Witów) erscheint die Alleröd-zeitliche Präsenz von *B. pendula* zwar wahrscheinlich, jedoch nicht gesichert (vgl. Wasylikowa 1964).

Annahme (2) ist bereits von Usinger (1975) als richtig unterstellt worden. Sie hat sich inzwischen durch zahlreiche unpublizierte Messungen, bei denen sich für ein-artige Birkenpollen-Kollektive stets angenähert normale Verteilungen ergaben, erhärten lassen.

Annahme (3) setzt im wesentlichen voraus, daß die Pollen aus dem gesamten untersuchten Profil den gleichen Größenstatus aufweisen, d.h. aufgrund gleicher chemisch-physikalischer Bedingungen im Sediment, bei Aufbereitung und Einbettung gleiche relative Größenveränderungen erfahren haben. Für die Kollektive aus den durchweg kalkreichen Sedimenten des frühen Spätglazials und des Alleröds dürfte diese Bedingung erfüllt sein. Beleg ist vor allem die Tatsache, daß die Größe der jeweils kleinsten und größten Pollenkörner in allen Verteilungen ungefähr gleich ist (Nr. 4 und 5 mit kleinen Stichprobenumfängen als Ausnahme). Wären dagegen die klaren 24 μ -Maxima der Verteilungen 39–44 (als Beispiel) auf Größenzunahme durch Quellung zurückzuführen, so müßten in diesen Verteilungen auch die kleinsten und größten Pollenkörner an Größe zugenommen haben, d.h. die Kurven nach rechts verschoben sein. Das ist aber auch nicht andeutungsweise der Fall.

Gegen einen exakt gleichen Größenstatus der Kollektive 4 – 46 scheinen geringe, wenngleich deutliche Schwankungen der Mittleren Pollengröße von *Pinus* zu sprechen. Parallele Schwankungen der Birkenpollen-Größe sind aber anscheinend nicht zu erkennen, wenn von den Verteilungen 27 und 28 abgesehen wird, die – bei Höchstwerten der *Pinus*-Pollengröße – durch erhöhte Werte bei 25 μ von allen übrigen Verteilungen abweichen.

Einen deutlich anderen Größenstatus weisen dagegen die Kollektive 47–50 aus den kalkfreien Dryas 3-Sedimenten auf: Die Mittlere Pollengröße der Kiefer ist auffällig erhöht. Die Birken-Verteilungen belegen eine

Häufigkeitszunahme in den größten (wie auch den kleinsten!) Größenklassen.

Mit Ausnahme der letztgenannten, die deshalb hier unberücksichtigt bleiben sollen, dürften also für alle beobachteten Verteilungen die oben gemachten 3 Annahmen angenähert zutreffen, d.h. alle diese Verteilungen dürften in guter Näherung Mischverteilungen aus 2 (und stets denselben) normalverteilten Komponenten sein. Unter diesen Voraussetzungen kann das *B.alba/nana*-Verhältnis in den einzelnen Verteilungen durch die folgende Abschätzung bestimmt werden, bei der die Verteilungsfunktion für Mischverteilungen aus 2 normalverteilten Komponenten zugrunde gelegt wird. Diese ergibt sich aus der Gleichung der bekannten Normal-(Gauß-)Verteilung und lautet:

$$y = \frac{H_1}{s_1 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x - \bar{x}_1)^2}{2 s_1^2}} + \frac{1 - H_1}{s_2 \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x - \bar{x}_2)^2}{2 s_2^2}}$$

Sie ist bestimmt durch die Mittelwerte \bar{x}_1 und \bar{x}_2 der Komponenten, deren Streuungen s_1 und s_2 und deren Mischungsverhältnis H_1/H_2 mit $H_2 = 1 - H_1$. Ziel ist, die Parameter \bar{x}_1 , \bar{x}_2 , s_1 und s_2 so festzulegen, daß die resultierende Funktion *allein* durch Veränderungen des Mischungsverhältnisses *allen* beobachteten Verteilungen möglichst gut approximiert werden kann. Zur Erreichung dieses Ziels wurde der folgende – nicht streng mathematische – Weg beschritten:

(1) Die Parameter \bar{x}_1 , \bar{x}_2 , s_1 und s_2 wurden aus den beobachteten Verteilungen grob abgeschätzt.

(2) Die erhaltene Funktion wurde durch schrittweise Veränderung des Mischungsverhältnisses H_1/H_2 an die einzelnen beobachteten Verteilungen angepaßt. Dabei diente als Maß für die Güte der Anpassung die Summe der Abweichungsquadrate, d.h. die Summe der quadrierten Differenzen zwischen beobachteten und theoretisch ermittelten (prozentualen) Klassenhäufigkeiten. Optimale Anpassung wurde angenommen, wenn diese Summe ein Minimum erreicht hatte.

(3) Beobachtete und angepaßte Verteilungen wurden zeichnerisch miteinander verglichen (vgl. Abb. 2). So konnte die durchschnittliche Güte der Anpassung beurteilt und abgeschätzt werden, inwieweit die Parameter der angepaßten Funktion verändert werden mußten, um eine bessere Approximation zu erzielen.

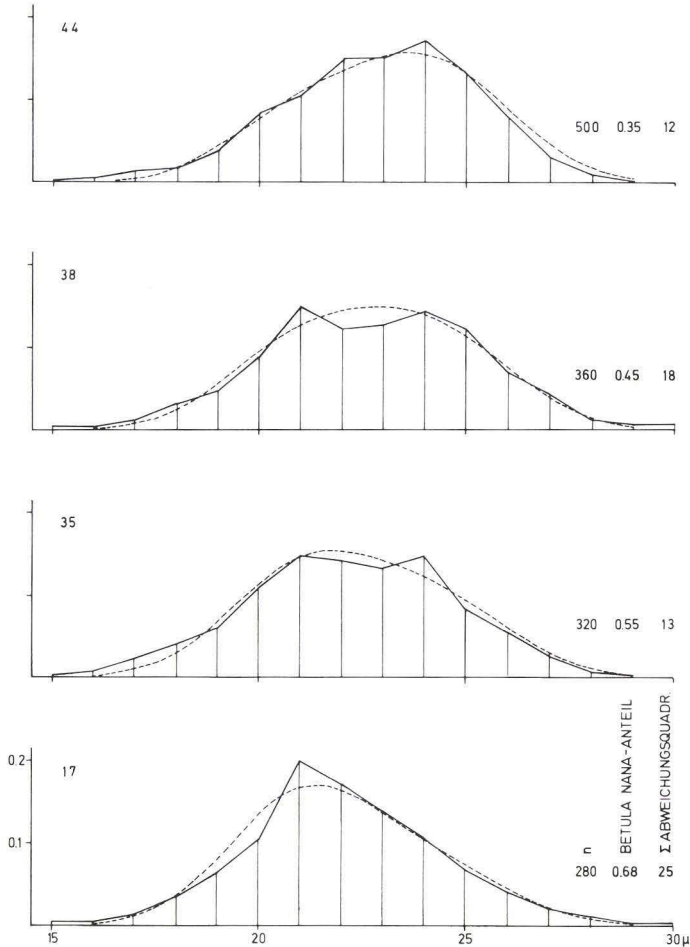


Abb. 2. Beispiele von Häufigkeitsverteilungen der Birkenpollen-Größe in spätglazialen Sedimenten von Vallensgård Mose (gestrichelte Kurve: approximerte Verteilung). Nr. 17: *Betula nana*-dominiert, Nr. 44: *Betula pubescens*-dominiert, Nr. 35 und 38: intermediäre Mischungsverhältnisse. Die Nummern beziehen sich auf die Nummerierung in Abb. 1.

Fig. 2. Eksempler på hyppighedsfordelinger af birkepollenstørrelsen i sen-glaciale sedimenter fra Vallensgård Mose (stiplet kurve: tilnærmet fordeling). Nr. 17: *Betula nana* dominerer, nr. 44: *Betula pubescens* dominerer, nr. 35 og 38: intermediære blandingsforhold. Numrene henviser til nummereringen på fig. 1.

(4) Die Funktion mit den veränderten Parametern wurden den beobachteten Verteilungen durch Iteration nach (2) erneut angepaßt, wobei die eingetretene Verbesserung der Anpassung anhand der Summe der Abweichungsquadrate überprüft werden konnte. Schließlich wurde ein weiteres Mal nach (3) und (4) verfahren.

Auf diese Weise wurden mit $\bar{x} = 21\mu$, $\bar{x}_2 = 24.2 \mu$, $s_1 = 1.8$ und $s_2 = 1.9$ sehr schnell Werte erzielt, die zwar durch weitere Veränderung eine weitere geringfügige Verbesserung der durchschnittlichen Anpassungsgüte zugelassen haben würden, doch dabei keine wesentlichen Änderungen der *B.alba/nana*-Verhältnisse ergeben hätten. Die mit diesen Werten nach (2) berechneten *B.alba/nana*-Verhältnisse sind den Häufigkeits-Angaben für *B.alba* und *B.nana* im Pollendiagramm zugrunde gelegt worden.

Ein Vergleich der für *B.alba* und *B.nana* ermittelten Streuungen (bzw. der vom Pollen-Größenstatus unabhängigen Variationskoeffizienten) mit Werten anderer Herkunft (vgl. Usinger *l.c.* p. 41) zeigt zum Teil gute Übereinstimmung. Für *B. nana* wurde hier $V = 0.086$ ermittelt. Rezentos Material von Eneroth (1951) lieferte $V = 0.090$. Oberflächenproben aus *B.nana*-Beständen Spitzbergens ergaben $V = 0.086$. Niedrigere Werte wurden dagegen aus rezenten und spätglazialen *B. nana*-dominierten Mischverteilungen errechnet. Ähnlich gut vergleichbar ist der Wert für *B. alba* von $V = 0.079$. Für angenähert reine Baumbirken-Verteilungen aus dem Alleröd Schleswig-Holsteins wurde exakt der selbe gefunden.

Geprüft werden muß ferner, inwieweit der hier ermittelte Unterschied zwischen den Mittleren Pollengrößen von *B. alba* und *B. nana* mit Werten anderer Herkunft übereinstimmt, wenn angenommen wird, daß *B. alba* im wesentlichen durch *B. pubescens* repräsentiert ist. Wird als Maß für diesen Unterschied der vom Größenstatus unabhängige Quotient $Q = \bar{x}_2 / \bar{x}_1$ benutzt, so ergibt sich hier $Q = 1.15$. Dieser Wert ist deutlich zu klein, wenn er z.B. mit Eneroth's umfangreichen Meßergebnissen, die für $Q_{pub./nana}$ 1.28 lieferten, verglichen wird. Er stimmt aber gut mit dem Wert überein, den (unpubl.) Messungen an Oberflächenproben aus skandinavischen *B. nana*- und mitteleuropäischen *B. pubescens*-Beständen ergeben haben. Gut vergleichbare Werte ergaben sich ferner an fossilem Material. So lieferte die Birkenpollen-Trennung für das frühe Spätglazial und das Alleröd vom Kubitzenmoor/Schleswig-Holstein $Q = 1.17$ als Unterschied zwischen dem morphologisch bestimmten *B. alba*- und *B. nana*-Typ (Usinger *l.c.* p. 59) und $Q = 1.15$ aus dem Abstand der Gipfel (Modalwerte) von *B. alba*- und *B. nana*-dominierten Mischverteilungen. Andersen (1961, p. 36) ermittelte für früh-weichselzeitliche Birkenpollen-Kollektive aus Dänemark bimodale Verteilungen und führte sie auf *B. pubescens*- und *B. nana*-Beteiligung zurück. Aus dem Abstand der Gipfel ergab sich durchschnittlich $Q_{max.2/max.1} = 1.12$ (Usinger *l.c.* p. 47). (In der Annahme, daß 1.12 als Wert für $Q_{pub./nana}$ viel zu niedrig sei, war damals (*l.c.*) bezweifelt worden, daß *B. pubescens/nana*-Mischverteilungen vorliegen könnten!)

Schließlich muß auf die folgende auffällige Abweichung zwischen beobachteten und angepaßten Verteilungen eingegangen werden: Mehrere

beobachtete Verteilungen sind bimodal, die angepaßten dagegen stets unimodal (vgl. Abb. 2). Nach den Angaben zur Bimodalität von (Birken-)Verteilungen bei Usinger (1975) könnten bimodale Verteilungen im vorliegenden Fall nur dann erwartet werden, wenn entweder der Relative Unterschied zwischen den Pollengrößen der beiden Komponenten deutlich größer als 1.18, oder der Variationskoeffizient beider Verteilungen deutlich kleiner als 0.07 wäre. Approximationen unter Verwendung dieser Parameter sind aber weit schlechter als die vorgenommene. Damit bleiben zur Erklärung der Diskrepanz – von statistischen Fehlern abgesehen – 2 Möglichkeiten: (1) Die Bimodalität der Verteilungen ist Folge tendenziellen Messens, das trotz aller Bemühungen um Objektivität kaum ganz vermieden werden kann. (2) Die Verteilungen der beiden Komponenten sind positiv exzessiv, d.h. gegenüber der Normalverteilung gleicher Streuung steiler- und höher-gipfelig. Messungen an Oberflächenproben aus ein-artigen Birken-Beständen haben tatsächlich in der Mehrzahl der Fälle leicht positiv exzessive Verteilungen ergeben (Usinger *l.c.* p. 39; weitere unpubl. Messungen). Die ermittelten Werte von fast stets $E \ll 1$ reichen aber allein zur Erklärung der beobachteten Bimodalität nicht aus.

3. Die Ergebnisse der Birkenpollen-Trennung

In Abb. 1 ist das *Betula alba/nana*-Verhältnis durch 2 Kurven wiedergegeben. Die eine zeigt die Ergebnisse der morphologischen Differenzierung, die andere ist Resultat der oben beschriebenen Approximation. Ein Vergleich der Kurven zeigt, daß die morphologische Unterscheidung zumeist deutlich niedrigere *B. nana*-Anteile ergeben hat. Die Vermutung liegt nahe, daß der *B. nana*-Typ zu eng gefaßt worden ist.

In Größenordnung und Tendenzen stimmen dagegen die beiden Kurven gut überein. Sie lassen keinen Zweifel daran, daß der vor- und früh-allerödzeitliche Birkenpollen-Niederschlag von *B. nana* beherrscht war, wenn auch in mehr oder minder kontinuierlich abnehmendem Maße. Nach größenstatistischer Bestimmung fiel der *B. nana*-Anteil in diesem Zeitraum von 70 auf angenähert 50 %. Ebenso sicher scheint, daß der Birkenpollen-Niederschlag des späten Alleröd (soweit hier erfaßt) überwiegend von Baumbirke, d.h. *B. pubescens aggr.*, herrührte, wenngleich der Zwergbirken-Anteil kaum unter 35 % gesunken sein dürfte.

Damit haben sich die Annahmen Iversen's (1954) über das *B. alba/nana*-Verhältnis im spätglazialen Pollenniederschlag Bornholms also weitgehend bestätigen lassen. Abweichungen ergaben sich nur insofern, als für das vor- und früh-allerödzeitliche Spätglazial geringfügig höhere, für das späte Alleröd sogar deutlich höhere Baumbirken-Anteile anzunehmen sind.

Aufgrund positiver Schiefe ist für die 4 Verteilungen aus Dryas 3 wieder *B. nana*-Dominanz anzunehmen. Nach morphologischer Differenzierung herrscht dagegen *B. alba*. Diese Diskrepanz mag die Vermutung stützen, daß ein chemisch andersartiges Melieu nicht nur den Größenstatus, sondern auch die Morphologie (den Habitus) der Pollen verändert. Auf jeden Fall kann das morphologisch bestimmte *B. alba/nana*-Verhältnis nicht einmal der Größenordnung nach als gesichert gelten, sodaß auf eine Wiedergabe verzichtet worden ist.

Die Ergebnisse der Pollen- und Sedimentanalyse

Sie werden hier nur insofern ausführlicher dargestellt, als sie gegenüber den Befunden Iversen's (1954) neue Aspekte bringen.

Für die Zonen des Spätglazials werden im folgenden die von Nilsson (1961) vorgeschlagenen Bezeichnungen: Dryas 1 (DR1), Bölling (BÖ), Dryas 2 (DR2), Alleröd (AL), Dryas 3 (DR3) verwendet. Sie werden vor allem deshalb bevorzugt, weil die sonst übliche, in ihrer jetzigen Fassung auf Iversen (ab 1942) zurückgehende Bezeichnungsweise mit 'Ältere Dryas' einen Begriff enthält, der unglücklicherweise nicht eindeutig ist bzw. nicht einheitlich verwendet wird. Die Bezeichnungen Nilsson's betreffen Pollenzonen, d.h. biostratigraphische Einheiten. Ihr Bezug zu den von Mangerud et al. (1974) vorgeschlagenen spätglazialen Chronozonen ist der folgende (*l.c.* p. 117f.): DR1 und BÖ entsprechen Bölling, DR2 entspricht Älterer Dryas, AL entspricht Alleröd, DR3 entspricht Jüngerer Dryas.

Bei der Gliederung des Diagrammes wird davon ausgegangen, daß der Anstieg der Birkenkurve in Höhe von Spektrum 28 den Beginn des Alleröd markiert. In diesem Niveau fallen die Werte der Nichtbaumpollen, vor allem die der Poaceen und *Artemisia*, erstmals deutlich ab. Hier vollzieht sich vor allem der erste klare stratigraphische Wechsel, indem die Bildung einer (Algen-)Gyttja einsetzt, deren höhere Gehalte an organischer Substanz aufgrund deutlich dunklerer Farbe und deutlicher (durch Cyanophyceen-Schleim bedingte) Elastizität unmittelbar erkannt werden kann. Die starke Abnahme von Umgelagerten und 'Hystrix' unterstreicht die Andersartigkeit der nun einsetzenden Sedimentationsbedingungen.

1. Das vor-allerödzeitliche Spätglazial

Dieser Zeitraum ist vor allem durch die Bewegung der Birkenkurve charakterisiert, die nach allmählichem Anstieg und längerem Verweilen im 35 %-Niveau ziemlich schnell auf Werte unter 20 % sinkt. Diese Bewegungen sind nach den Ergebnissen der Birkenpollen-Trennung in Betrag und Ten-

denz vor allem auf *Betula nana* zurückzuführen. Trotzdem kann angenommen werden, daß sie Ausdruck klimatischer Veränderungen: allmählicher Erwärmung und nachfolgender Abkühlung sind, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Die Sedimente sind zwar gemäß den allgemein niedrigen Temperaturen dieses Zeitraumes durchweg arm an organischen Anteilen; die Glühverlust- und Birken-Kurve zeigen aber deutliche Parallelität. Dem Birken-Minimum im Bereich der Spektren 23–27 entsprechen erniedrigte Kalkgehalte. Ferner sei auf die Tatsache aufmerksam gemacht, daß in die Sedimente aus dem Zeitraum höchster Birken-Werte zahlreiche Sandlagen eingeschaltet sind. Sie können mit Vorsicht als Folge verstärkten Toteis-Tieftauens gedeutet werden (vgl. Gripp 1936, p. 13 ff.). Die gleichzeitig erniedrigten Werte für Umgelagerte und 'Hystrix' belegen, daß sie kaum Ausdruck verstärkter Bodenerosion sein können.

2. Zur Zeit der tiefsten Birken-Werte um Spektrum 25 zeigt auch die Baumbirke einen deutlichen Rückgang. Da der Baumbirken-Pollennieder-schlag dieser Zeit sicher auf Ferntransport beruhte, bedeutet dies, daß auch Baumbirkenbestände im 'Hinterland' betroffen gewesen sein dürften.

3. Es kann nicht bezweifelt werden, daß die Zwergbirke innerhalb eines weiten Temperatur-Intervalls durch steigende Temperatur gefördert wird, solange Baumbirken-Konkurrenz unterbleibt.

Damit sprechen mehrere Argumente für die Annahme, daß im älteren Abschnitt des vorliegenden Diagramms auf einen Zeitraum steigender bzw. erhöhter Temperatur eine kühlere Phase folgte. Nach der Diagramm-Lage kann es sich nur um die Abfolge DR1 – BÖ – DR2 handeln.

Obwohl am Böllingsö im mittleren Jütland zuerst beobachtet (Iversen 1942), ist die Bölling-Schwankung in Dänemark bisher von keiner weiteren Lokalität sicher nachgewiesen (S. T. Andersen und H. Krog, mündl.). Iversen (1973) vermutet als Ursache, daß in den östlich gelegenen Landesteilen stabile Substrate zur Ansiedlung höherer Vegetation und ruhige Sedimentationsbedingungen erst nach dem allmählichen Abschmelzen von Toteis gegeben waren.

Nun sind zwar in neuerer Zeit selbst für das südliche Schweden mehrere BÖ-Nachweise angegeben, die Möglichkeit eines weit früheren Abbaus des süd-schwedischen Eises wird diskutiert (Berglund 1971, 1976). Trotzdem mag die Vorstellung Iversen's zutreffen. Ein BÖ-Nachweis von Bornholm sollte daher kritisch auf die Möglichkeit hin untersucht werden, ob er durch Lagerungsstörungen vorgetäuscht sein kann. Indessen fanden sich weder

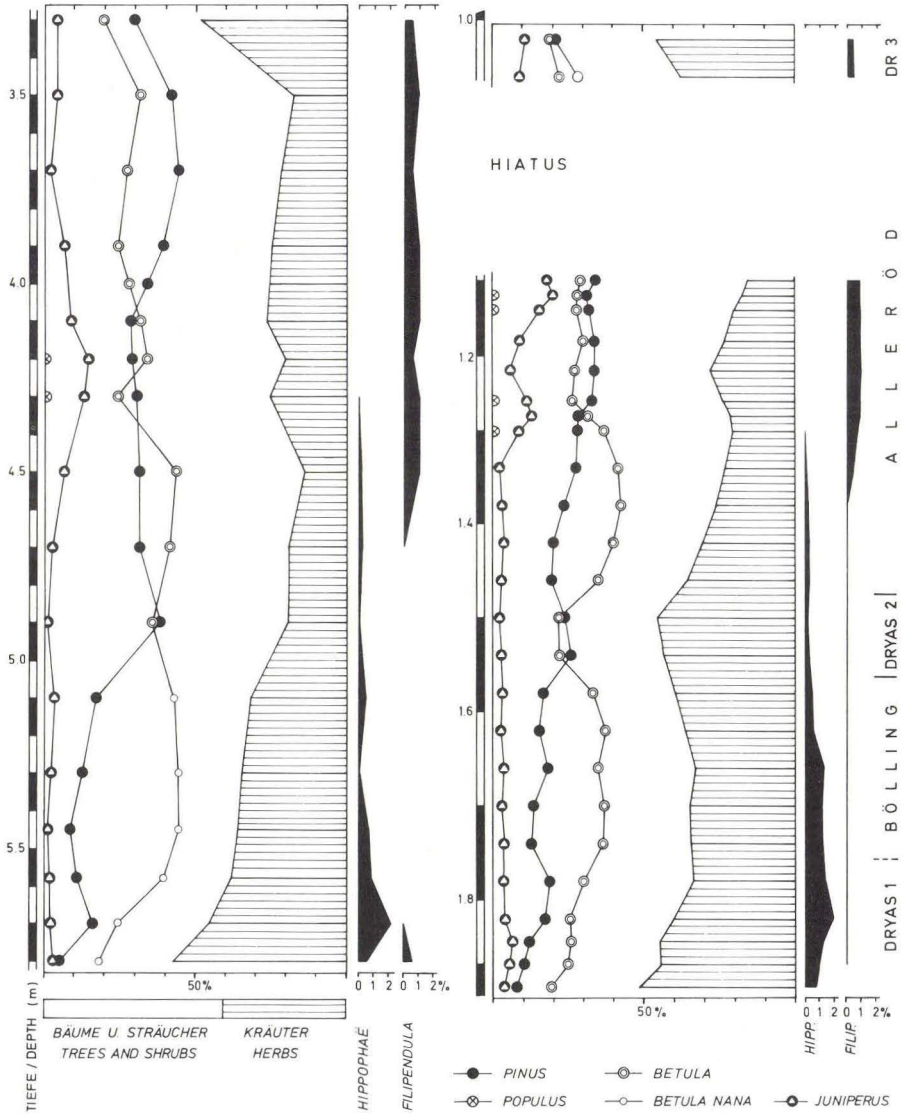


Abb. 3. Vergleich der Spätglazial-Diagramme von Vallensgård Mose. Links: maßstabsveränderter Auszug aus dem Diagramm von Iversen (1954); rechts: das hier vorgelegte Diagramm (jedes zweite Spektrum fortgelassen).

Fig. 3. Sammenligning af de seneglaciale pollendiagrammer fra Vallensgård Mose. Til venstre: Uddrag fra Iversens diagram (1954) med ændret dybdemålestok; til højre: Det her forelagte diagram (hvert andet spektrum udeladt).

stratigraphische noch pollenanalytische Hinweise auf derartige Störungen. Umgekehrt kann pollenanalytisch ausgeschlossen werden, daß die als DR2-zeitlich angesprochenen Schichten aus älterem Sediment bestehen, das über jüngeres gelangte: Die Pollenspektren aus DR1 und DR2 sind nicht nur durch unterschiedliche Anteile an Umgelagerten und 'Hystrix' deutlich unterschieden, sie weichen auch durch *Helianthemum* von einander ab, das erst vom BÖ an höhere Werte erreicht.

Lagerungsstörungen sind aber auch aus einem anderen Grund sehr unwahrscheinlich: Werden die beiden jetzt vorliegenden Diagramme von Valensgård Mose unter der Voraussetzung konnektiert, daß das Maximum von *Hippophaë* und der Anstieg von *Filipendula* inmitten Alleröd synchrone Niveaus markieren (Abb. 3), so wird erkennbar, daß die Zonenfolge DR1-BÖ-DR2 auch in dem Diagramm von Iversen repräsentiert sein dürfte; allem Anschein nach blieb aber DR2 allein aufgrund des größeren Proben-Abstandes auf ein einziges Spektrum (4.9 m) beschränkt und damit unerkant.

Ein BÖ-Nachweis für Bornholm, der pollenanalytisch im wesentlichen durch ein *B. nana*-Maximum realisiert ist, kann nicht erstaunen, wenn berücksichtigt wird, daß Baumbirken selbst dem AL-zeitlichen Bornholm gefehlt haben dürften. BÖ-zeitliche *Betula*-Maxima als Folge von *B. nana*-Ausbreitung sind aber offenbar auch für weit südlicher gelegene Gebiete kennzeichnend. So beruht der BÖ-Nachweis von Heiligenhafen/Ostsee durch Schmitz (1954) nach eigenen Untersuchungen (Usinger 1978 b, im Druck) auf *B. nana*. Dasselbe dürfte für die BÖ-zeitlichen Birken-Maxima in den zahlreichen Diagrammen Schütrumpf's (1935–1958) aus dem Gebiet nordöstlich Hamburg gelten (vgl. Usinger 1975). In den BÖ-zeitlichen Schichten von Böllingsö selbst herrscht zwar nach Iversen (1954) Pollen der Baumbirke, Brandt (1954) findet aber nur Großreste der *B. nana*. Mit diesen Befunden dürfte ein wesentlicher Grund für die schwere Faßbarkeit der BÖ-Schwankung im nördlichen Mitteleuropa und südlichen Nordeuropa erkennbar werden.

2. Das Alleröd

Bei der Bewertung des AL-zeitlichen Diagramm-Abschnittes ist zu berücksichtigen, daß an der Grenze AL/DR3 ein Hiatus angenommen werden muß (vgl. p. 23), dem sehr wahrscheinlich die jüngsten AL-Schichten zum Opfer gefallen sind. Die erhaltene Abfolge läßt grob die folgende 2-Gliederung erkennen: Ein erster Abschnitt (Spektrum 29–35) ist (Zwerg-)Birken-beherrscht und arm an *Juniperus*; *Pinus* und *Filipendula* haben anfangs niedrige, später leicht ansteigende Werte. Der zweite Abschnitt ist Birken-ärmer

(nun überwiegend Baumbirke!), aber Kiefern-reicher und durch hohe bis sehr hohe *Juniperus*- sowie erhöhte *Filipendula*-Werte ausgezeichnet.

Der zweite Abschnitt ist weiter zu untergliedern: Die deutlich 2gipfelige *Juniperus*-Kurve schließt zwischen ihren Maxima ein Nichtbaumpollen-Maximum ein, das in erster Linie auf erhöhte Poaceen- und *Artemisia*-Werte zurückzuführen ist. Verbunden mit sedimentologischen Befunden (erniedrigte Kalkgehalte bei relativ geringen Glühverlusten) sowie synchron erhöhten Werten für Umgelagerte und 'Hystix' und einer schwachen Depression der Birken-Kurve ist dieses Maximum als Beleg für eine mittel-allerödzeitliche Klimaverschlechterung zu werten, wie sie in zahlreichen Diagrammen aus dem übrigen Dänemark in Form deutlich 2gipfelliger Birken-Kurven weit stärker zum Ausdruck kommt (vgl. Iversen 1934, 1947, Degerbøl & Krog 1959).

Der Gedanke, daß auch die hohen *Juniperus*-Werte selbst Folge dieser Temperatur-Depression sein könnten, indem sie die Auflockerung der AL-zeitlichen Wälder anzeigen, ist dagegen für das zumindest im frühen Alleröd waldfreie Bornholm abzulehnen. Die beiden *Juniperus*-Maxima scheinen vielmehr mit erhöhten, wenn nicht sogar maximalen Temperaturen zu koinzidieren, wie aus ihrem Zusammenfallen mit minimalen Nichtbaumpollen-Werten und hohen bzw. maximalen Kalkgehalten hervorgeht. Sie könnten damit den Birken-Maxima west- und mitteldänischer Diagramme entsprechen. Diese Annahme sei durch die folgenden Angaben ergänzt: (1) Das Alleröd eines unveröffentlichten Diagrammes von Heiligenhafen/Ostsee läßt aufgrund der Baumbirken- und Nichtbaumpollen-(Poaceen- und *Artemisia*-)Kurven die von dänischen Diagrammen bekannte 3-Teilung stark abgeschwächt erkennen; in den nach diesen Kriterien wärmsten AL-Abschnitten liegen deutliche *Juniperus*-Maxima. (2) Dänische Diagramme mit 2gipfelliger AL-Birkenkurve zeigen zum Teil *Juniperus*-Maxima zur Zeit des 1. Birken-Gipfels. Bestes Beispiel dürfte das Diagramm Orenæs/Falster (Degerbøl & Krog 1959) sein, das wohl bezeichnenderweise von der südöstlichsten der dänischen Inseln stammt. Ein weniger gut ausgeprägtes Beispiel stammt vom Böllingsö (H. Krog, unpubl.). Dänische Diagramme mit 2 deutlichen *Juniperus*-Maxima im Alleröd scheinen dagegen nicht vorzuliegen. (3) Die *Juniperus*-Werte des frühen Alleröd sind weit niedriger als die aus Dryas 3. Dies steht im Widerspruch zu den Temperaturen dieser Zeiträume. Erklärung könnte sein, daß *Juniperus* erst gegen Ende des frühen Alleröd eingewandert ist und ältere Pollen-Anteile auf Ferntransport beruhen (S. T. Andersen und H. Krog, schriftl.). Die schwache Verzögerung des 1. *Juniperus*-Maximums gegenüber dem 1. Kalkgehalts-Maximum und 1. Nichtbaumpollen-Minimum mag dieselbe Ursache haben.

Bei einem Vergleich des AL-zeitlichen Abschnittes der beiden Diagramme von Vallensgård Mose (Abb. 3) ist einerseits wieder weitgehende Übereinstimmung zu erkennen oder doch zu vermuten: Das Birken-beherrschte frühe Alleröd ist fast identisch entwickelt. Der folgende Birken-ärmere und Kiefern-reichere Abschnitt zeigt nur insofern einen deutlichen Unterschied, als die *Juniperus*-Kurve bei Iversen eingipfelig, das eingeschaltete Minimum mit den pollenanalytischen Merkmalen einer Temperatur-Depression also nicht erfaßt worden ist; Ursache dürfte der größere Probenabstand sein. (Dem stark wechselnden Kalkgehalt der Sedimente dieses Zeitraumes dürften stark wechselnde Sedimentationsraten entsprechen. Die kalkarmen Sedimente aus der Zeit der Temperatur-Depression könnten daher in dem sonst sehr mächtig entwickelten Profil Iversen's relativ geringmächtig gewesen sein.)

Ein erheblicher Unterschied zwischen den beiden Diagrammen besteht dagegen darin, daß Kiefern-dominierte Spektren des späten Alleröd nur bei Iversen erfaßt worden sind. Indessen ist diese Diskrepanz durch die unten näher begründete Annahme eines Hiatus in diesem Niveau leicht zu verstehen.

Die Frage nach der AL-zeitlichen Präsenz von Baumbirken auf Bornholm kann auch aufgrund der nun vorliegenden Ergebnisse nicht anders als im Sinne Iversen's beantwortet werden. Die höchsten Baumbirken-Werte werden (bezeichnenderweise) bereits im frühen Alleröd erreicht. Sie schließen mit maximal wenig über 20 % selbst lichte Birkenwälder aus und können bestenfalls als Ausdruck offener Parktundren gewertet werden. Wenn aber Baumbirken das früh-allerödzeitliche Bornholm überhaupt erreicht hätten, bliebe schwer verständlich, warum sie nicht zu Wäldern zusammenschlossen, wie es im größten Teil des übrigen Dänemark und selbst im südlichsten Schweden und Norwegen der Fall gewesen ist (Iversen 1954, Berglund 1966, Hafsten 1963 u.a.). Der Schluß liegt nahe, daß Baumbirken dem früh-allerödzeitlichen Bornholm gänzlich gefehlt haben und aller Birkenpollen ferntransportiert ist. Dasselbe dürfte für das mittlere und späte Alleröd mit Baumbirken-Werten bis zu 18 % gelten. Die Vermutung, daß Baumbirken nun zwar vorhanden sind, doch durch die inzwischen ebenfalls eingewanderte Kiefer standörtlich eingeschränkt werden, ist bei Kiefern-Werten von wenig über 30 %, die selbst noch auf Ferntransport beruhen könnten, sicher unbegründet.

3. Der Hiatus an der Grenze Alleröd / Dryas 3

Bei der Untersuchung spätglazialer Profile aus Schleswig-Holstein waren an der Grenze AL/DR3 scharfe Schichtgrenzen festgestellt worden, d.h. kaltzeitliches DR3-Sediment lagerte übergangslos auf AL-Sediment. Die An-

nahme, daß ursprünglich vorhandenes Übergangs-Sediment abgetragen worden war, daß also ein Hiatus vorläge, ließ sich durch Beobachtungen an der Grenzfläche erhärten. Als Ursache waren Seespiegel-Bewegungen angenommen worden (Usinger 1975).

Auch die Sedimente von Vallensgård Mose ließen im Bereich der Grenze AL/DR3 einen übergangslosen Wechsel erkennen: Plastischer, fast kalkfreier Schluff liegt hier auf elastischer, schluffreicher Kalk-Gyttja. Das Diagramm zeigt zahlreiche sprunghafte Häufigkeits-Veränderungen (z. B. *Artemisia*). Der Diagrammvergleich nach Abb. 3 macht den Mindestumfang des Hiatus deutlich. Dabei bleibt ungeklärt, inwieweit bei Iversen Vollständigkeit der AL-Sedimente angenommen werden kann. Die schlagartige Zunahme der Nichtbaumpollen an der Grenze AL/DR3 läßt auch hier einen Hiatus vermuten. Dessen Umfang ist – unabhängig vom pollenanalytischen Befund – schon deshalb als geringer anzusetzen, weil das von Iversen untersuchte Profil aus größerer (See-)Tiefe stammt.

4. Der Laacher Bimstuff

Nach zahlreichen Funden im Nordosten der DDR (Müller 1965, Kleissle & Müller 1969), konnte Laacher Bimstuff auch auf Bornholm vermutet werden. Trotzdem war zu Beginn der Untersuchungen nicht mit dieser Möglichkeit gerechnet worden, sondern erst zu einem Zeitpunkt, als die Bohrkerne nur noch in Form von Proben existierten, die zu Sedimentanalysen getrocknet und in einer Reibschale homogenisiert worden waren.

In einer dieser Proben (aus 1.15–1.17m Tiefe) wurde bei der mikroskopischen Durchmusterung reichlich Bimstuff gefunden. Seine Zugehörigkeit zum Laacher Vulkanismus und Übereinstimmung mit den Vorkommen in Mecklenburg und auf Rügen wurde von Herrn Prof. Dr. J. Frechen, Bonn, bestätigt.

Die Mächtigkeit der Tufflage von Vallensgård Mose kann infolge der geschilderten Fundumstände nur abgeschätzt werden (und dies aufgrund der Tatsache, daß die Sedimentprobe eine 2 cm mächtige Sedimentschicht repräsentiert). Sie dürfte einige mm betragen. Auf Rügen wurden noch 5–8 mm beobachtet (Kleissle & Müller 1969).

Die Diagrammlage ist dagegen eindeutig. Der Tuff liegt zwar nur wenige cm unter der AL/DR3-Grenze; dennoch ist nach den oben gemachten Angaben nicht zu bezweifeln, daß er unmittelbar nach der mittel-allerödzeitlichen Temperatur-Depression abgesetzt worden ist, und nicht erst gegen Ende Alleröd. Sein Alter dürfte damit erwartungsgemäß dem des (weißen) Tuffs aus dem nordöstlichen, mittleren und südwestlichen Deutschland entsprechen (vgl. H. M. Müller 1965, H. Müller 1953, Dietz, Grahle & Müller 1958,

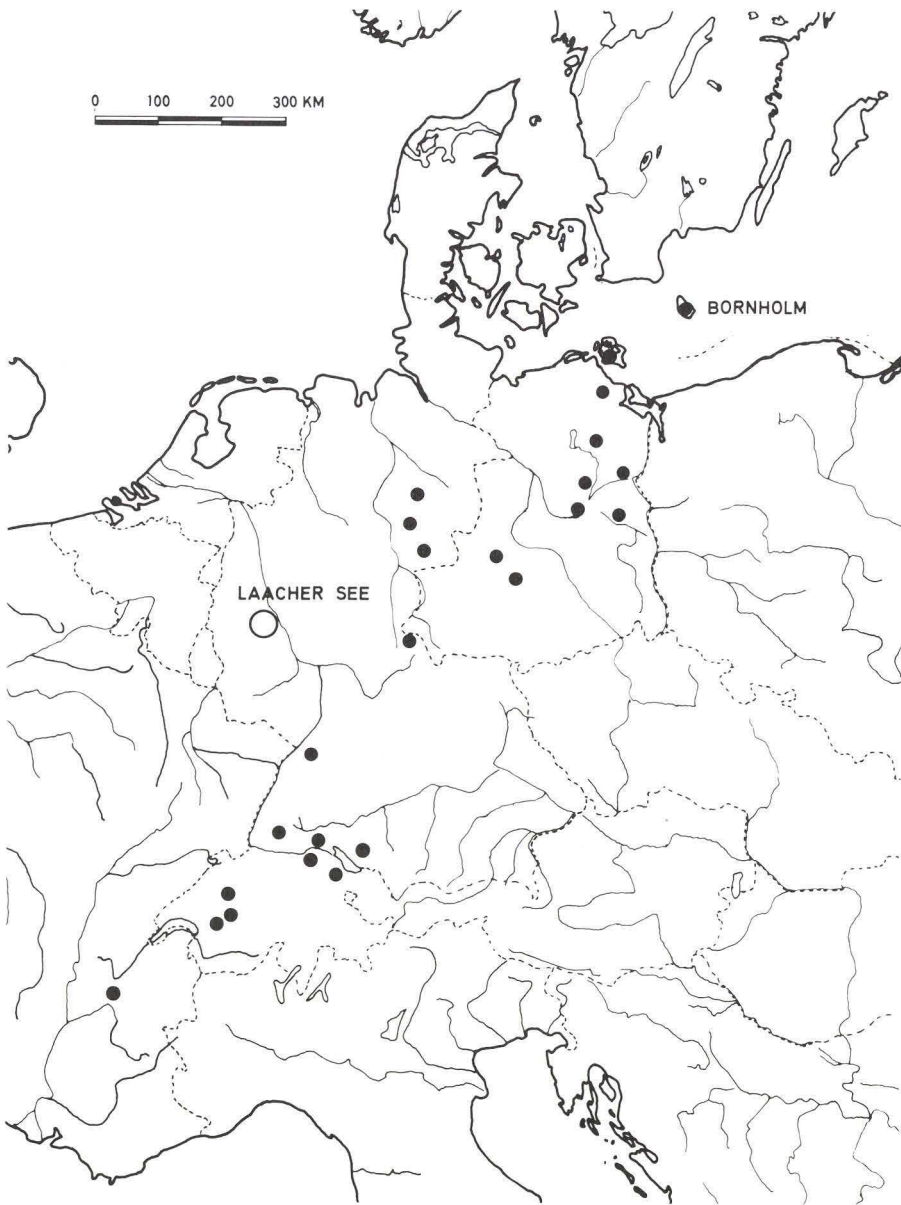


Abb. 4. Verbreitung der Laacher Bimstufe (nach K. Duphorn, unpubl.).

Fig. 4. Udbredelse af Laacher pimpenstoffer (efter K. Duphorn, upubliceret).

Lang 1952, 1954, Bertsch 1960 u.a.), der offenbar etvas früher abgelagert worden ist, als der (dunkelgraue) Tuff aus dem Gebiet des Genfer Sees und von Grenoble (vgl. Frechen 1952, Wegmüller & Welten 1973).

Abb. 4 zeigt die Verbreitung der heute bekannten Vorkommen von Laacher Bimstuff. Die Karte, die Herr Prof. Dr. K. Duphorn, Kiel, freundlicherweise zur Verfügung stellte, wurde anhand der oben angegebenen Arbeiten und dort genannter älterer Angaben angefertigt. Aufgrund der Mächtigkeit der Tufflagen von Rügen und Bornholm sollte nordostwärts mit weiteren Funden gerechnet werden.

Danksagung. Herr Forstmeister *B. Engberg*, Åkirkeby, und Herr *P. A. Müller*, der Besitzer von Vallensgård Mose, ermöglichten durch freundliches Entgegenkommen die Entnahme der Bohrspalten. Fräulein *C. Brockmann*, Kiel, unterstützte mich durch praktische Hilfe in mancherlei Weise. Herr Prof. Dr. *J. Frechen*, Bonn, untersuchte die Tuff-Probe. Allen genannten danke ich herzlich. Mein besonderer Dank gilt den Herren Dr. *S. T. Andersen* und Dr. *H. Krog* von Danmarks Geologiske Undersøgelse, die das Manuskript kritisch durchsahen.

Dansk sammendrag

Pollen- og makrofossilanalyser fra Vallensgård Mose udført af Iversen (1954) har vist at Bornholms senglaciale vegetation indtog en særstilling: Der findes ingen tegn på tilstedeværelse af birkeskov i (tidlig-) Allerød. Birkepollenet fra denne tid stammer overvejende fra *Betula nana*. Dette resultat har foranlediget en størrelsesstatistisk undersøgelse af birkepollenet i lagene fra tidlig senglacialtid og Allerød og en fornyet pollenanalytisk og stratigrafisk bearbejdelse.

Et groft skøn over andelen af pollen fra dværgbirk og træformet birk blev foretaget ved hjælp af de iagttagne størrelsesfordelingers variationskoefficient og skævhedsindex (fig. 1). En nærmere bedømmelse kunne opnås ved at opfatte disse fordelinger som sammensat af to normalfordelte komponenter (*B. nana*, *B. pubescens*) i forskellige blandingsforhold. Blandingsforholdet kunne skønnes ved iterativ tilnærmelse til en teoretisk blandingsfordeling (se fig. 2), hvor parametrene (middelværdi og standardafvigelse hos de to komponenter) blev fastlagt således at tilnærmelsen til de iagttagne fordelinger i gennemsnit blev optimale. – Resultaterne af birkepollen-adskillelsen bekræfter i alt væsentligt Iversens antagelse: Birkepollenet i de senglaciale lag ældre end Allerød og i tidlig Allerød stammer overvejende fra *B. nana*, omend i aftagende frekvens (70–50 %). Først i sen Allerødtid overvejer *B. pubescens* (maksimalt 65 %).

Pollendiagrammet (tavle 1) viser i spektrum 28 en tydelig nedgang i urtepollen samtidig med den første ændring i sedimenternes sammensætning (ændring til algegytje; stærk tilbagegang af omløjret pollen og »Hystrix«). Det antages at Allerødtidens begyndelse falder ved dette niveau. Under denne forudsætning kan der erkendes klare tegn på en gradvis opvarmning og efterfølgende afkøling i diagramafsnittet fra før Allerød. Argumenter for denne antagelse er fremfor alt bevægelser i birkekurven (skønt domineret af *B. nana*) og ændringer i hyppigheden af omløjret pollen og »Hystrix«. Herved foreligger der en yderligere påvisning af Bølling-svingningen, som i Danmark hidtil kun er påvist i selve Bølling Sø. Forstyrrelser af lagene som årsag kan udelukkes med stor sandsynlighed, idet Bøllingsvingningen ifølge fig. 3 også synes at være registreret i Iversens diagram.

I Allerødlagene kan en tredeling erkendes: Mellem et tidligt (dværg)birkedomineret afsnit og et senere afsnit rigt på fyrpollen findes et mellem-afsnit med pollenanalytiske og sedimentologiske tegn på en temperaturnedgang. Maksima af *Juniperus* før og efter denne nedgang kunne være udtryk for Allerødtidens to temperaturtoppe og svare til de to birkemaksima i pollendiagrammer fra det vestlige og centrale Danmark. De forholdsvis lave procenter af pollen fra træformet birk og fyr tyder på at disse træer ikke har forekommet på Bornholm i Allerødtid og at det fundne pollen er fjernttransporteret.

I sedimenterne umiddelbart over mellem-Allerødtidens temperaturnedgang er der påvist pimpstenstuf fra Laacher vulkanismen. Dens alder må svare til tuf fundet i nordøst-, mellem- og sydvest-Tyskland (fig. 4), som sandsynligvis tilhører det ældste af to udbrud.

Ved grænsen Allerød – Yngre Dryas ligger en sedimentologisk erkendbar hiatus: Plastisk, kalkfri silt overlejrer her uden overgang elastisk kalkgytje. Denne hiatus omfatter lag med fyrpollendominans for det sene Allerød, som er registreret i Iversens diagram (se fig. 3).

Literatur

- Andersen, S. T. 1960: Silicone oil as a mounting medium for pollen grains. – Danm. geol. Unders. IV. række, 4(1), pp. 5–24.
- Andersen, S. T. 1961: Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). – Danm. geol. Unders. II. række, 75, pp. 1–175.
- Berglund, B. E. 1966: Late-Quaternary vegetation in eastern Blekinge, southeastern Sweden. A pollenanalytical study. I. Late-Glacial time. – Opera Botanica 12(1), 180 p.
- Berglund, B. E. 1971: Late-Glacial stratigraphy and chronology in South Sweden in the light of biostratigraphic studies on Mt. Kullen, Scania. – Geol. Fören. Stockh. Förh. 93(1), pp. 11–45.
- Berglund, B. E. 1976: The deglaciation of southern Sweden. Presentation of a research project and a tentative radiocarbon chronology. – Univ. Lund, Dept. of Quaternary Geol., Report 10, pp. 1–67.
- Berglund, B. E. & Digerfeldt, G. 1970: A palaeoecological study of the Late-Glacial lake at Torreberga, Scania, South Sweden. – Oikos 21, pp. 98–128.
- Bertsch, A. 1960: Über einen Fund von allerödzeitlichem Laacher Bimstuff im westlichen Bodenseegebiet und seine Zuordnung zur Vegetationsentwicklung. – Naturwissenschaften 47, pp. 1–2.
- Brandt, I. 1954: Late-Glacial macroscopic plant remains from Böllingsö. – Danm. geol. Unders. II. række, 80, pp. 156–158.
- Degerbøl, M. & Krog, H. 1959: The Reindeer (*Rangifer tarandus* L.) in Denmark. – Biol. Skr. K. dansk Vidensk. Selsk. 10(4), pp. 1–165.
- Dietz, C., Grabbe, H.-O. & Müller, H. 1958: Ein spätglaziales Kalkmudde-Vorkommen im Seck-Bruch bei Hannover. – Geol. Jb. 76, pp. 67–102.
- Eneroth, O. 1951: Undersökning rörande möjligheterna att i fossilt material urskilja de olika *Betula*-arternas pollen. – Geol. Fören. Stockh. Förh. 73(3), pp. 343–405.
- Fægri, K. & Iversen, J. 1964: Textbook of pollen analysis. – Copenhagen.
- Firbas, F. 1952: Waldgeschichte Mitteleuropas, Bd. 2. – Jena.
- Frechen, J. 1952: Die Herkunft der spätglazialen Bimstoffe in mittel- und süddeutschen Mooren. – Geol. Jb. 67, pp. 209–230.
- Gordon, A. D. & Prentice, I. C. 1977: Numerical methods in Quaternary palaeoecology, IV. Separating mixtures of morphologically similar pollen taxa. – Rev. Palaeobot. Palynol. 23, pp. 359–372.

- Gripp, K. 1936: Die geologische Untersuchung des Rentierjäger-Fundplatzes Meiendorf. – In: Schütrumpf, R.: Paläobotanisch-pollenanalytische Untersuchungen der paläolithischen Rentierjägerfundstätte von Meiendorf bei Hamburg. – Veröff. Archäol. Reichsinstit. 1, pp. 8–16.
- Hafsten, U. 1963: A Late-Glacial pollen profile from Lista, South Norway. – Grana Palynol. 4(2), pp. 326–337.
- Iversen, J. 1934: Fund af Vildhest (*Equus caballus*) fra Overgangen mellem Sen- og Postglacial-tid i Danmark. – Danm. geol. Unders. IV. række, 2(13), pp. 3–16.
- Iversen, J. 1936: Sekundäres Pollen als Fehlerquelle. Eine Korrektionsmethode zur Pollenanalyse minerogener Sedimente. – Danm. geol. Unders. IV. række, 15, pp. 1–24.
- Iversen, J. 1942: En pollenanalytisk Tidfastelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. Med Bemærkninger om de senglaciale Naturforhold i Danmark. – Meddr dansk geol. Foren. 10(2), pp. 130–151.
- Iversen, J. 1947: Plantevækst, Dyreliv og Klima i det senglaciale Danmark. – Geol. Fören. Stockh. Förh. 69(1), pp. 67–78.
- Iversen, J. 1954: The Late-Glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. – Danm. geol. Unders. II. række, 80, pp. 87–119.
- Iversen, J. 1973: The Development of Denmark's nature since the Last Glacial. – Danm. geol. Unders. V. række 7-C, 126 p.
- Kleissle, K. & Müller, H. M. 1969: Neue Fundpunkte spätglazialer Bimsaschen im Nordosten der DDR. – Geologie 18, pp. 600–607.
- Krog, H. 1954: Pollenanalytical investigation of a C^{14} -dated Alleröd section from Ruds Vedby. – Danm. geol. Unders. II. række, 80, pp. 120–139.
- Lang, G. 1952: Zur spätglazialen Vegetations- und Florengeschichte Süddeutschlands. – Flora 139, pp. 243–274.
- Lang, G. 1954: Neue Untersuchungen über die spät- und nacheiszeitliche Vegetationsgeschichte des Schwarzwaldes. – Beitr.z.naturh.Forsch. SW-Deutschland 13, pp. 1–42.
- Mangerud, J., Andersen S. T., Berglund B. E. & Donner J. 1974: Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – Boreas 3, pp. 109–126.
- Müller, H. 1953: Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Mitteldeutschen Trockengebietes. – Nova Acta Leopold. N. F. 16(110), 67 p.
- Müller, H. M. 1965: Vorkommen spätglazialer Tuffe in Nordostdeutschland. – Geologie 14(9), pp. 1118–1123.
- Nilsson, T. 1961: Ein neues Standardpollendiagramm aus Bjärsjöholmssjön in Schonen. – Lunds Univ. Årsskr. N. F. 2(44), 80 p.
- Nordborg, G. 1963: Studies in *Sanguisorba officinalis* L. – Bot. not. 116.
- Schlichting, E. & Blume, H.-P. 1966: Bodenkundliches Praktikum. – Hamburg und Berlin.
- Schütrumpf, R. 1936: Paläobotanisch-pollenanalytische Untersuchungen der paläolithischen Rentierjägerfundstätte von Meiendorf bei Hamburg. – Veröff. Archäol. Reichsinstit. 1, pp. 1–54.
- Schütrumpf, R. 1943: Die pollenanalytische Untersuchung der Rentierjägerfundstätte Stellmoor in Holstein. – In: Rust, A.: Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor, pp. 6–45. Neumünster.
- Stix, E. 1960: Pollenmorphologische Untersuchungen an Compositen. – Grana Palynol. 2(2), pp. 41–114.
- Troels-Smith, J. 1955: Karakterisering af løse jordarter. – Danm. geol. Unders. IV. række, 3(10), pp. 1–73.
- Usinger, H. 1975: Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein (mit besonderer Berücksichtigung der pollenanaly-

- tische Birken-Differenzierung). – Mitt. Arb. – Gem. Geobot. Schl.-Holst. Hambg. 25, 183 p.
- Usinger, H. 1978: Pollen- und großrestanalytische Untersuchungen zur Frage des Bölling-Interstadials und der spätglazialen Baumbirken-Einwanderung in Schleswig-Holstein. Mit einem neuen Diagramm aus der Eichholz-Niederung bei Heiligenhafen. – Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst. 48, (im Druck).
- Wasylikowa, K. 1964: Vegetation and climate of the Late-glacial in central Poland based on investigations made at Witów near Łeczyca. – Biuletyn Peryglacj. 13, pp. 383–417.
- Weber, E. 1967: Grundriß der biologischen Statistik. – Jena.
- Wegmüller, S. & Welten, M. 1973: Spätglaziale Bimstufllagen des Laacher Vulkanismus im Gebiet der westlichen Schweiz und der Dauphiné (F). – Eclogae geol. Helv. 66(3), pp. 533–541.
- Welten, M. 1957: Über das glaziale und spätglaziale Vorkommen von *Ephedra* am nordwestlichen Alpenrand. – Ber. Schweizer. Bot. Ges. 67, pp. 33–54.

Outwash of terrestrial soils into Lake Saksunarvatn, Faroe Islands

Jóhannes Jóhansen

Jóhansen, Jóhannes: Outwash of terrestrial soils into Lake Saksunarvatn, Faroe Islands. *Danm. Geol. Unders., Årbog 1977*, pp. 31–37. København, 23. oktober 1978.

A number of radiocarbon datings from Saksunarvatn, Faroe Islands, (figs. 1, 2 & 3 and table 1) has shown that in some cases older strata overlay younger layers. The explanation is that due to erosion of peat in the catchment area, older material has been transported out into the lake. This is shown by the content of fungal hyphae in the sediments (fig. 4). Sediments from lakes with river inflow can therefore not be used for palaeoecological studies unless close radiocarbon datings can make sure that this serious error does not occur. It is supposed that these processes of redeposition demonstrated for this Faroese lake occur in all mountain areas.

In 1972 the Geological Survey of Denmark made a coring in lake Saksunarvatn, Faroe Islands. A core of 36.75 m of sediments was obtained. Rather extensive work has since then been made on the material. These investigations (pollen analysis, chemical analysis, etc.) will soon be completed. This account appears now because the radiocarbon datings and measurements of the content of fungal hyphae in the sediments have given results which I believe will be of some importance when evaluating data from lake sediments in other areas.

The location of the lake is seen in fig. 1, the bottom relief in fig. 2, and fig. 3 represents a photo of the lake and its environment. A continuous series of sediments were sampled in mostly 1 m, in some cases 0.5 m, long tubes with a diameter of 7 cm. The uppermost 32 m of sediment consisted of lake mud and the lowermost 5 m was clay (fig. 4). Solid rock was not reached. The coring was made in two stages and overlapped for about 2 m. The connections in fig. 4 are made according to the depth of water as registered by the coring crews.

The radiocarbon datings

32 samples were radiocarbon dated and the results are listed in table 1. Ages are given both in conventional C-14 years and in calendar ages corrected according to Damon *et al.* (1972). The lowermost 5 m of clay could not be dated.

Table 1. A complete list of the radiocarbon datings.

	Sample K-No	Depth below bottom of lake m	Conventional C-14 age bp	Calibrated C-14 age	
Coring I (Depth of water 15.20 m)	2333	0.88 – 0.98	1890 ± 100	40 ± 105 AD.	
	2334	1.91 – 2.01	1840 ± 100	100 ± 105 –	
	2335	3.03 – 3.13	1730 ± 100	220 ± 105	
	2336	3.77 – 3.86	1690 ± 100	270 ± 110	
	2337	5.08 – 5.18	1570 ± 100	400 ± 110	
	2338	6.03 – 6.11	1830 ± 100	110 ± 105	
	2339	6.65 – 6.73	2250 ± 100	380 ± 110 BC.	
	2340	7.90 – 8.00	2530 ± 100	720 ± 140 –	
	2341	8.88 – 8.98	2470 ± 100	650 ± 140 –	
	2342	9.78 – 9.88	2340 ± 100	490 ± 110 –	
	2343	10.81 – 10.91	2240 ± 100	370 ± 110 –	
	2344	11.70 – 11.78	2120 ± 100	220 ± 110 –	
	2345	12.83 – 12.93	2190 ± 100	310 ± 110 –	
	2346	14.33 – 14.43	2610 ± 100	820 ± 140 –	
	2347	16.63 – 16.73	3120 ± 100	1470 ± 160 –	
	Coring II (Depth of water 14.00 m)	2157	14.94 – 15.01	2890 ± 100	1180 ± 130 –
		2321	16.99 – 17.07	3320 ± 100	1730 ± 140 –
2322		18.02 – 18.07	3680 ± 100	2190 ± 120 –	
2323		19.00 – 19.10	3780 ± 100	2320 ± 150 –	
2158		20.70 – 20.81	4140 ± 100	2780 ± 150 –	
2324		20.93 – 21.03	4310 ± 100	3000 ± 190 –	
2325		22.24 – 22.28	4520 ± 100	3260 ± 140 –	
2326		24.10 – 24.20	4930 ± 100	3750 ± 120 –	
2327		25.11 – 25.21	5330 ± 100	4190 ± 140 –	
2328		26.33 – 26.41	5790 ± 100	4670 ± 130 –	
2329		26.97 – 27.07	6190 ± 110		
2330		28.04 – 28.12	7240 ± 100		
2331		29.05 – 29.13	8230 ± 100		
2159		30.75 – 30.83	9180 ± 140		
2332		31.22 – 31.32	9380 ± 130		
2160	31.99 – 32.10	9390 ± 150			

The depth-age relationship is shown graphically in fig. 4. From 32.10 m and up to about 12 m the curve appears to be quite normal with a slightly changing sedimentation rate. From a depth of 12 m the curve is inverted – the samples becoming older upwards. This trend continues up to the recent lake bottom except for a short stage between 8 and 5 m where the trend again is normal. The uppermost sample that has been dated was taken 1 m below lake bottom and has the calibrated age 40 AD. The youngest date in the whole profile is at a depth of 5 m and has the corrected age 400 AD. As can be seen, the two inverted parts of the curve are linear.

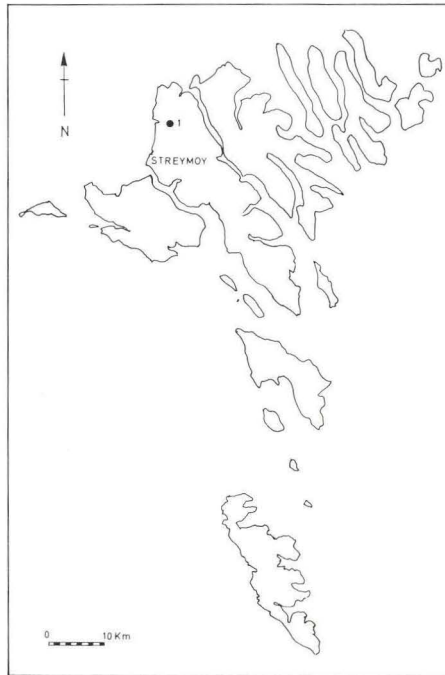


Fig. 1. Map of the Faroe Islands.
Lake Saksunarvatn is
indicated by the black dot no. 1.

Content of fungal hyphae in the sediments

In 31 samples the amount of fungal hyphae was measured. This was done because these hyphae are of strictly terrestrial origin and can only enter the lake by erosion in terrestrial soils. They therefore indicate the amount of terrestrial material in the lake sediments.

Lycopodium spores in a known quantity (Stockmarr 1971) were added to 1 cm³ of fresh sample. The lengths of all hyphae were measured and the result expressed as total length of hyphae per 25 *Lycopodium* spores pr. 0.002 cm³. The result is shown in fig. 4, left side.

All the samples contain hyphae except the lowermost 5 m which consist of clay (see fig. 4). There is a high content between 32 and 26 m. From about 26 to about 9 m the content is minimum, except for a very pronounced peak at 16.5 m. The amount of hyphae decreases somewhat, but remains on a relatively high level until a depth of 9 m. From that level we see a decrease in amount of hyphae with a last increase from 1 to 0 m.

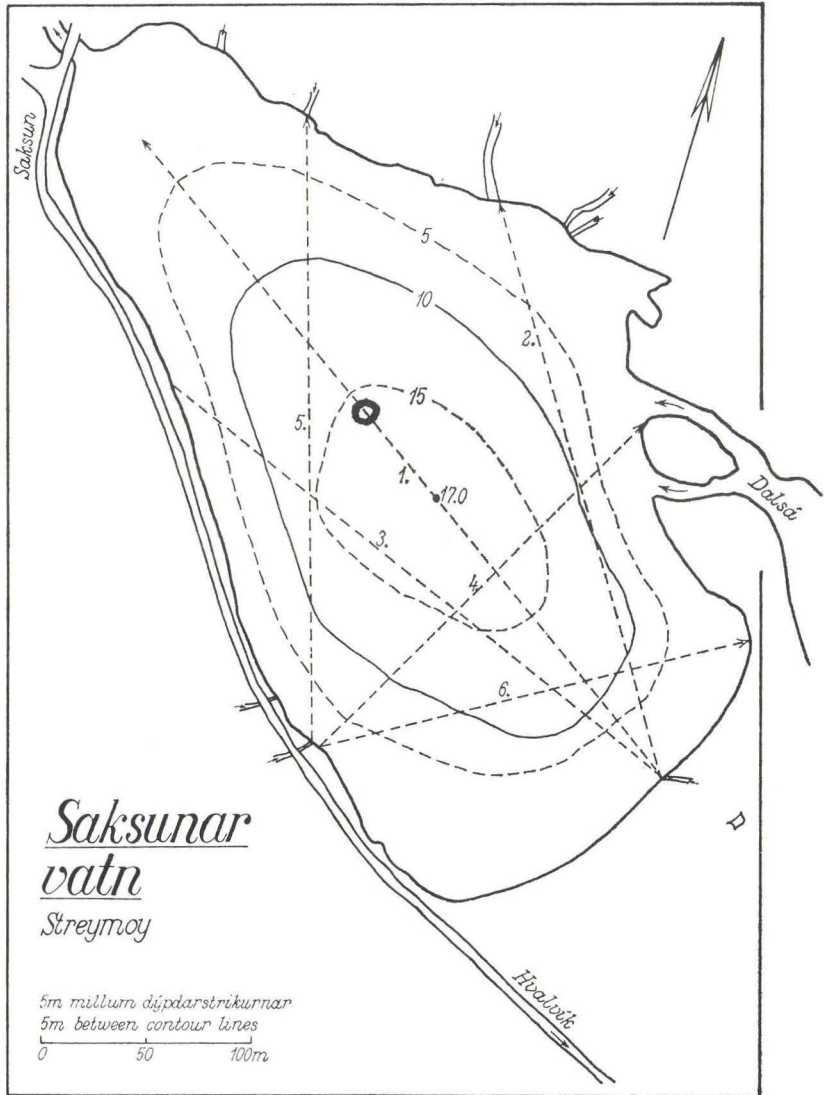


Fig. 2. The bottom relief of Lake Saksunarvatn with the sampling site indicated with a circle. Reproduced with the permission of Føroya Fróðskaparfelag.

The relationship between C-14 age and content of hyphae

As can be seen from fig. 4, there is some resemblance between the two curves, but it is not consistent. The hyphae only indicate the *amount* of terrestrial material in the samples, but do not say anything about the *age* of



Fig. 3. Lake Saksunarvatn. Photo A. Villumsen.

this terrestrial component. Between 32 and 27 m, the large amount of terrestrial soil, as indicated by the hyphae, does not cause any inversions of the dates – presumably because the soil washed out is contemporary or almost so with the time of deposition. Between 12 and 8 m there is a large content of terrestrial material which is older than the time of deposition, and therefore causes the inversion. Between 8 and 5 m we see a minimum of hyphae and the depth/age curve is normal. From 5 m up to the present day the terrestrial component is low, but the washed out material is apparently very old, giving rise to the latest inversion.

Conclusion

The reason for the abnormal course of the C-14 curve in Lake Saksunarvatn seems to be clear: The inversions are due to outwash of older terrestrial soils into the lake. The linear course of the C-14 curve in the reversed intervals in Saksunarvatn must be caused by steady erosion down through still older layers. We cannot know the age of the start of the inversions. The latest date that looks normal, i.e. is younger than the sample below, is 220 BC., but we can safely conclude that also that sample contains older material and there-

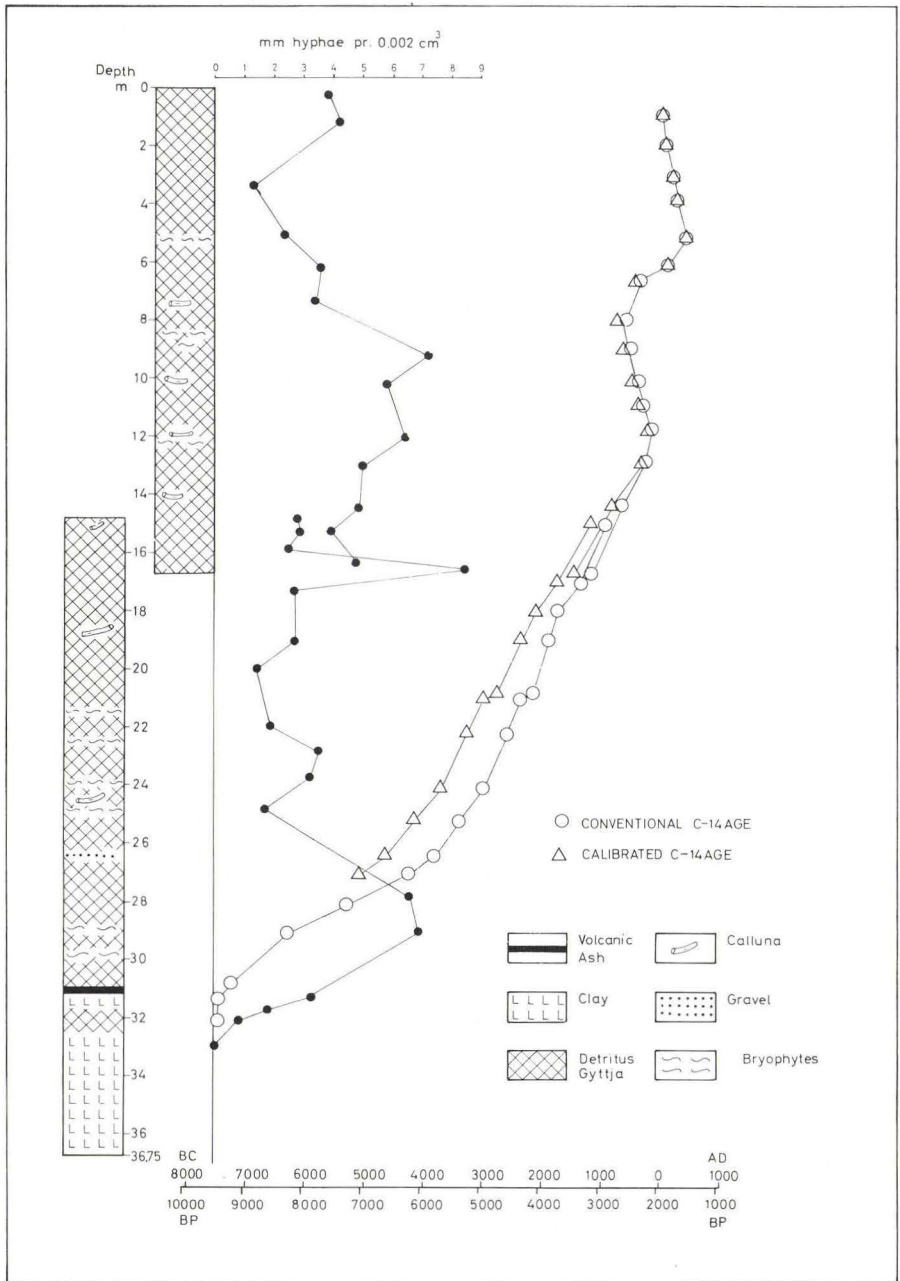


Fig. 4. The profile, content of fungal hyphae and the curve of the radiocarbon datings.

fore is deposited after 220 BC. The reason why the inversion starts at that point is not clear at the moment.

The present material demonstrates a potential grave source of error in palaeolimnological work. Tutin (Pennington) (1969, 1975) has also demonstrated inversions of C-14 dates in the Lake District. She ascribes the abnormalities there to forest clearances which then lead to increased erosion.

As far as I know, it has not earlier been demonstrated how invalidating this source of error can be. The error is likely to occur in all mountain areas. In such regions, therefore, it is not advisable to use sediments from lakes with river inflow unless close radiocarbon datings are used to make sure that there are no inversions on the time scale. The amount of fungal hyphae should also be measured or at any rate estimated in some way.

Acknowledgements. The radiocarbon datings were made by Dr. H. Tauber at the C-14 laboratory of the Geological Survey and the National Museum.

Dansk sammendrag

En række C-14 dateringer fra Saksunarvatn, Færøerne (fig. 1, 2 og 3) viser to perioder hvor prøverne bliver ældre opefter (fig. 4, tabel I). Forklaringen er, at der på grund af erosion i området er transporteret ældre, terrestrisk materiale ud i søen. Sedimenterne indeholder svampehyfer, som viser den terrestriske oprindelse, idet hyferne stammer fra jordboende svampe og kun kan komme ud i søen ved erosion i terrestriske jordarter. Som det ses af fig. 4 svinger mængden af hyfer og der er ikke fuldstændig korrelation mellem C-14 dateringerne og hyfeindholdet. Det kan man heller ikke forvente, fordi hyferne viser mængden, men ikke alderen, af terrestrisk materiale pr. prøve.

Erosion med udskylning af terrestriske jordarter i søer må formodes at forekomme i alle bjergrige egne, men denne alvorlige fejlkilde ved palaeolimnologiske studier har været overset.

References

- Damon, P. E., Long, A. and Wallick, E. I. 1972: Dendrochronologic calibration of the carbon-14 time scale. – Proc. Int. Radiocarbon Dating Conf. Lower Hutt City, Wellington, N. Z., 18–25 Oct. 1972, A 28 – A 43.
- Pennington, W. 1975: The effect of Neolithic man on the environment in north-west England: the use of absolute pollen diagrams. – *In*: The effect of man on the landscape: The Highland Zone. Ed. by Evans, Limbrey and Cleere. The Council for British Archaeology. Research Report No. 11.
- Stockmarr, J. 1971: Tablets with spores in absolute pollen analysis. – *Pollen et Spores*, 13, 615–621.
- Tutin, W. 1969: The usefulness of pollen analysis in interpretation of stratigraphic horizons, both Late-glacial and Post-glacial. – *Mitt. Int. Verein Limnol.* 17, 154–164.

Den postglaciale transgression og molluskfaunaen i Tude Å-området, Store Bælt, Danmark

Kaj Strand Petersen

Petersen, Kaj Strand: Den postglaciale transgression og molluskfaunaen i Tude Å-området, Store Bælt, Danmark. *Danm. geol. Unders., Årbog 1977*, pp. 39–52. København, 23. oktober 1978.

The Tude Å valley is part of a glacial melt water complex formed in the last part of the Weichselian during the retreat of the Belt glacier. The area was in Preboreal times situated above sea level as shown by fresh water deposits. The lower part of the Tude Å valley was 5240 ± 100 B.C. in the Early Atlantic transgressed by the Littorina sea at 9 m below present sea level and existed as a fiord up to the Subatlantic. The marine deposits are characterized by the occurrence of juvenile *Ostrea edulis* during the main part of this period. The open fiord conditions were subsequently changed by the building up of beach ridges in the mouth of the river Tude Å and by dam building in the lower part of the river valley in the Iron Age.

Nærværende undersøgelse blev startet på initiativ af Tage E. Christiansen ved Nationalmuseet som led i studiet af det danske vikingefort Trelleborg, der ligger ved Tude Å og Vårby Å's sammenløb nord for Korsør, Sjælland. Danmarks Geologiske Undersøgelse blev anmodet om at undersøge de marine stadier i den nedre del af Tude Å dalen, gennem hvilken vikingerne på Trelleborg skulle have sejlet ud til Store Bælt i Jernalderen. Undersøgelsen har været koncentreret om området ved Pine Mølle beliggende i engene vest for Trelleborg, og der er udover nærværende arbejde blevet udført studier over diatomer, pollen og arkæologi (Christiansen *et al.* 1978).

Området mellem Storebælt og Trelleborg

Udbredelsen af de postglaciale ferske og marine dannelser fra Næsby Fed og op langs Tude Å – Vårby Å dalføret er undersøgt som et led i Danmarks Geologiske Undersøgelser kartering af kortbladet Korsør, der blev forestået af nu afdøde statsgeolog, Dr. Sigurd Hansen (fig. 1).

Det fremgår heraf, at Næsby Fed er et marint forland opbygget af postglacialt marint sand med systemer af strandvolde. I det gamle åløbs ydre del findes marine gytjeaf sætninger; lignende dannelser ses også at forekomme i

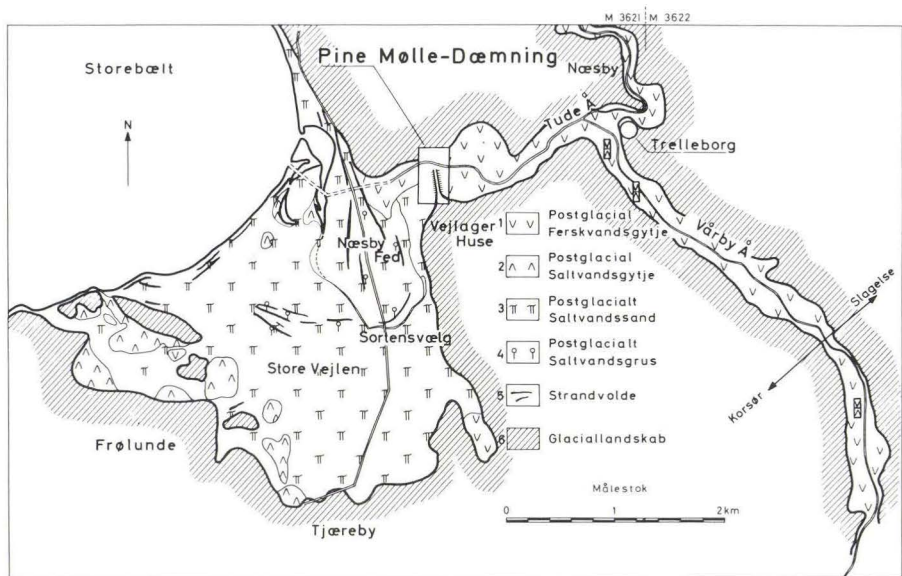


Fig. 1. De postglaciale marine og ferske aflejringer i Trelleborg området som de fremtræder i DGU's geologiske kortlægning. De marine afsætninger kan følges ind i land til sydøst for Korsør-Slagelse vejen, i dette område dækket af ferskvandsdannelser.

The Postglacial marine and freshwater deposits in the Trelleborg area as they appear on the maps of the Geological Survey of Denmark. The marine deposits can be traced inland to southeast of the Korsør-Slagelse road; in this area they are covered by freshwater sediments.

1: Postglacial freshwater gyttja. 2: Postglacial marine gyttja. 3: Postglacial marine sand. 4: Postglacial marine gravel. 5: Postglacial beach ridges. 6: Glacial landscape.

området sydlige del. I Store Vejlen's sydøstlige del ind imod Tude Ås dalføre, og op gennem dette mod Trelleborg er de marine dannelser overlejret af yngre ferskvandsgyttje. Ved Trelleborg findes, som den ældre undersøgelse viste (Jessen 1948, s. 164), marin gyttje i et op til 4 m mægtigt lag i engen nord for Trelleborg, karakteriseret ved marine mollusker som *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, *Peringia ulvae* og *Scrobicularia plana*. I Vårby Ås øvre løb, sydøst for sammenløbet med Tude Å, er der til sydøst for Korsør-Slagelse Landevejen neden for Bjergby Mark konstateret marin gyttje underlejrende ferskvandsgyttje. Det marine indslag består her af sand med mange *Cardium edule* fra kote - 1 m, opad gående over i brakvandsgyttje i kote ± 0 m. Dette viser, at på tidspunktet for højeste marine niveau nåede den marine indflydelse langt forbi Trelleborg. Engstrækningens overflade ligger her i kote + 1 m, og højden over havet er således ikke meget forskellig for koten ved dalførets nedre del omkring Pine Mølle.

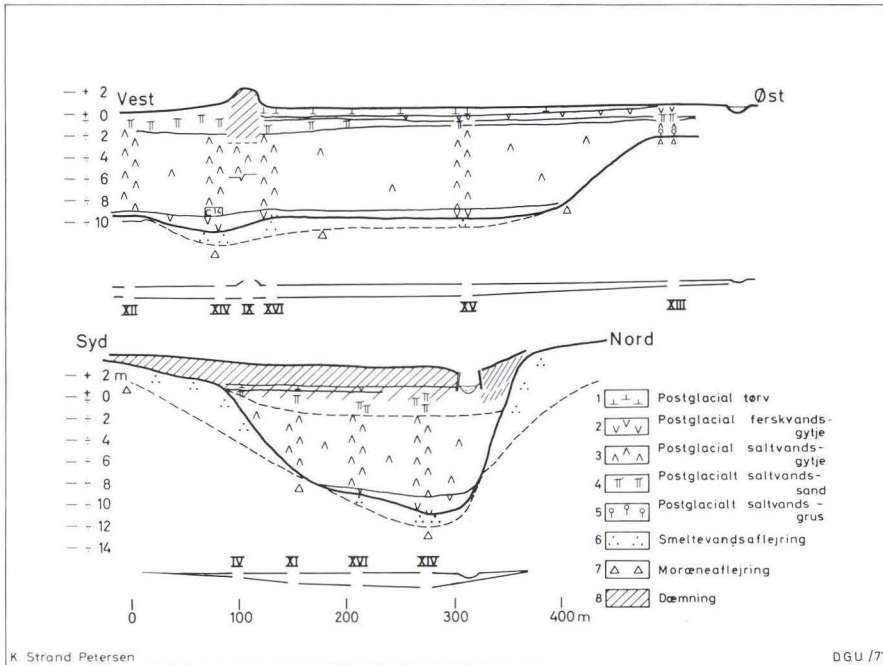


Fig. 2. To snit af Tude Å dalføret ved Pine Mølle. Et øst-vest gående på langs af dalen, og et nord-syd gående, skærende denne, parallelt med dæmningen. Boringerne, som danner basis for udtegningen, er angivet i de ikke-overhøjede silhuetter.

Two sections of the Tude Å valley at Pine Mølle: one running east-west along the valley, and one running north-south, parallel to the dam and intersecting the N-S section. The borings forming the basis for the sections are indicated in the silhouette diagrams, in which the vertical scale is non-magnified.

1: Postglacial peat. 2: Postglacial freshwater gyttja. 3: Postglacial marine gyttja. 4: Postglacial marine sand. 5: Postglacial marine gravel. 6: Meltwater deposits. 7: Till. 8: Dam.

I Tude Åens dal, der fra Næsby ved Trelleborg går mod nordøst, er der ikke påvist marine dannelser nord for Næsby. Ferskvandsgyttjen hviler her på ferskvandssand og glaciæle sedimenter.

For strækningen Trelleborg-Næsby Fed, hvor marine dannelser, som ovenfor nævnt, flere steder træffes under ferskvandsgyttjen, vil udviklingen blive gennemgået i Pine Mølle-området, hvor de marine dannelser når en mægtighed af 10 m.

I det marine forland ved Næsby Fed er der siden tiden for de første undersøgelser omkring Trelleborg udført en del boringer. Selv om disse ikke kan danne basis for en nøjere vurdering af de marine dannelser, viser de, at der under Næsby Fed ikke findes højtliggende glaciæle dannelser. Udformningen

af dette landskab skyldes alene strandvoldskompleksernes dannelse oven på sandede marine gytjeaflejringer, og åløbets ændring mod syd til det såkaldte Sortensvælg kan tilskrives, at materialevandringen er foregået fra nord mod syd, som skildret af Axel Schou (1945, fig. 68). Man må antage, at på tidspunktet for havets indtrængen i Tude Å-området har denne nedre del af løbet ligget åbent ud mod Storebælt.

Boringerne i Pine-Mølle området

Den detaljerede undersøgelse omkring Pine Mølle-dæmningen er baseret på en række boringer udført af DGU, og materiale er tillige fremkommet ved Nationalmuseets gennemgravning af den middelalderlige dæmning, hvor man overraskende fandt to ældre grenlag, hvoraf det ældste gik tilbage til Germansk Jernalder og det yngre til Vikingetid. DGU's boringer er for en dels vedkommende blevet ført igennem til de underliggende glaciale dannelser på begge sider af dæmningen ude i dalføret.

På basis af disse ialt 16 boringer er de på fig. 2 fremstillede snit tegnet. Boring IX er placeret oven på dæmningen og går gennem denne til underliggende lag af marin gytje. Den viser, at der ikke, som antaget af Knud Jessen, forekommer strandvoldsdannelser i dette område, der efter hans opfattelse havde dannet underlaget for den middelalderlige dæmning (Jessen 1948, s. 170). Det fremgår af fig. 2, at de glaciale dannelser, som ses i et øst-vestligt snit (dalens længderetning) 400–500 m mod øst for dæmningen, findes 2½ m under terræn og således her ligger 8 m højere end i området under Pine Mølle dæmningen. De glaciale dannelser består af moræneler dækket af smeltevandssand og grus, samt mod vest af glaciale ler (ikke gennemboret). Smeltevandsdannelserne, som også er fundet ved karteringen på dalens sider, har en stor udbredelse inden for området, og den glaciale reliefudvikling må sættes i forbindelse med smeltevandserosion under isens afsmeltning.

I tre af de dybere boringer: XIV, XV og XVI (se fig. 2) indledes den postpleistocæne sedimentation af ferskvandsafsætninger, hvilket fremgår af indholdet af molluskarer som: *Valvata cristata*, *Valvata piscinalis*, *Bethynia tentaculata*, *Lymnaea péreger*, *Gyraulus crista*, *Valvata macrostoma* og *Acroloxus lacustris*.

Den faunistiske udvikling vil blive gennemgået ud fra boringen umiddelbart vest for Pine Mølle-dæmningen (nr. XIV, se fig. 2). De sedimentologiske data, som ses på diagram fig. 3, er baseret på analyser udført af Henner Bahnsen, DGU. De viser en *gradvis* udvikling opefter til mere sandholdigt materiale med mindre organisk indhold. Dette antages at afspejle en kontinuerlig sedimentation. Kun i den øverste meter findes grovere sand- og grusmateriale, der fremtræder som dannet ved havrendinger. Dette materiale

overlejrer en stærkt planteholdig aflejring, som bærer præg af at være sammenskyttet. Dens alder kan ikke fastslås på grund af et manglende indhold af mollusker. Ind mod dæmningen beskrives den stærkt planteholdige aflejring som sumptørv og tilhører tiden efter Vikingetid. Herpå er den middelalderlige dæmning opført (Pine Mølle dæmningen). Af det ovenfor stående ses at havrendingerne er subrecente.

Lagene fra kote – 1 meter og opefter vil blive vurderet ud fra prøvetagning i Nationalmuseets gennemgravning af dæmningen svarende til HG-prøverne på fig. 4.

Med hensyn til DGU-boringerne må det bemærkes, at boreprøverne hver omfatter 1/2 m lagpakker. Det er ikke intakte prøver, men prøver optaget med sandspand. Dette til forklaring af, at der, som det fremgår af skemaet fig. 3, er fundet enkelte saltvandsmollusker i de nederste molluskførende prøver, hvilket viser nogen opblanding mellem marine og ferske horisonter i overgangszonerne.

De faunistiske forhold

Molluskselskabet nederst på fig. 3 fra kote – 9,5 m afspejler en søaflejring, som hvad antallet af individer angår domineres af *Valvata macrostoma* og *Gyraulus crista*. Der er også mange Pisidier; disse er ikke henført til art i skemaet. *Theodoxus fluviatilis* er ikke fundet i de ældre aflejringer i boring nr. XIV, men er påvist sammen med ferskvandsmollusker i de andre, dybere boringer fra området, underlejrende den marine gytje.

Den nedre del af Tude Å-dalen blev transgraderet af Littorinahavet 5240 ± 100 f.kr. (prøve nr. K-2382) i nuværende kote – 9 meter. *Cardium edule* og *Macoma balthica* er her hyppige, og de er benyttet til C14-dateringen. Endvidere findes *Scrobicularia plana*, der er velkendt fra de tidligere i Bæltområdet beskrevne Littorina-aflejringer (Rørdam og Milthers 1900, Madsen 1902). I nutiden forekommer arten kun sporadisk i Storebælt og i det sydvestlige Baltikum (Spärck 1942). Denne nedre del af serien er tydelig marin, som det ses dels af molluskindholdet, dels af at skalmaterialet er boret af *Cliona* sp. – og *Polydora* sp. Som saltholdigheds-indikatorer kan blandt sneglene fremhæves *Bittium reticulatum*, der forekommer i store mængder, og blandt Hydrobierne *Peringia ulvae*, der dominerer i den typiske skalform, hvor vindingerne er flade og suturen lav. Denne form foretrækker eksponerede lokaliteter. Blandt muslingerne kan af saltkrævende former fremhæves: *Corbula gibba*, *Abra alba* og *Venerupis aurea*.

Juvenile *Ostrea edulis* optræder jævnt i hovedparten af serien og er også fundet i andre boringer inden for området. Ifølge undersøgelser af V. Nordmann (1903 og 1906) over Østersens subfossile udbredelse, dannede det

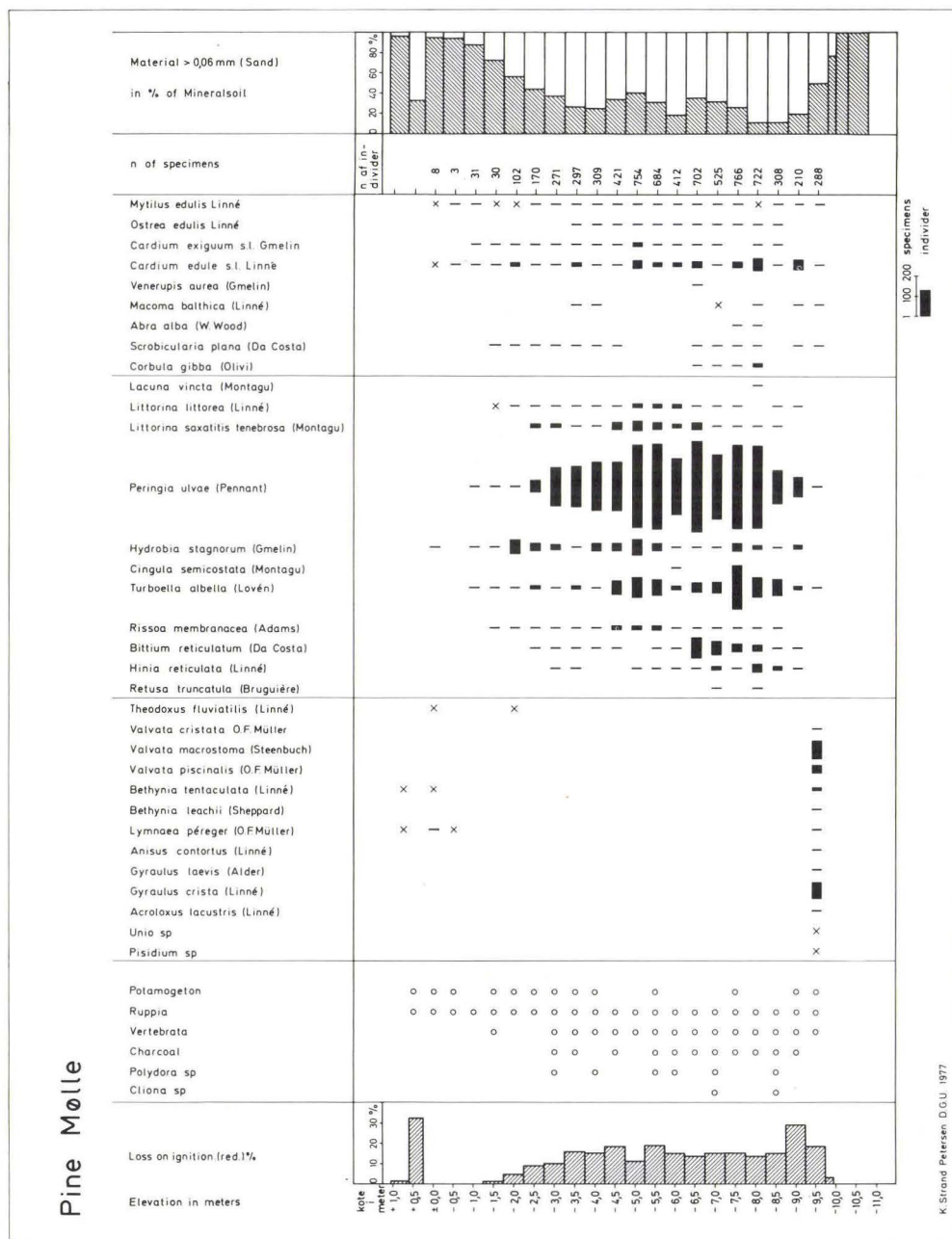


Fig. 3. Diagram, der viser antallet af individer af de molluskarter, der forekommer i de enkelte prøver af ca. 2 kg. sediment taget i boring XIV (se fig. 2). Med x er markeret såvel til art henførte fragmenter, som fund af ikke arts-bestemte mollusker. Fund iøvrigt, der omtales i

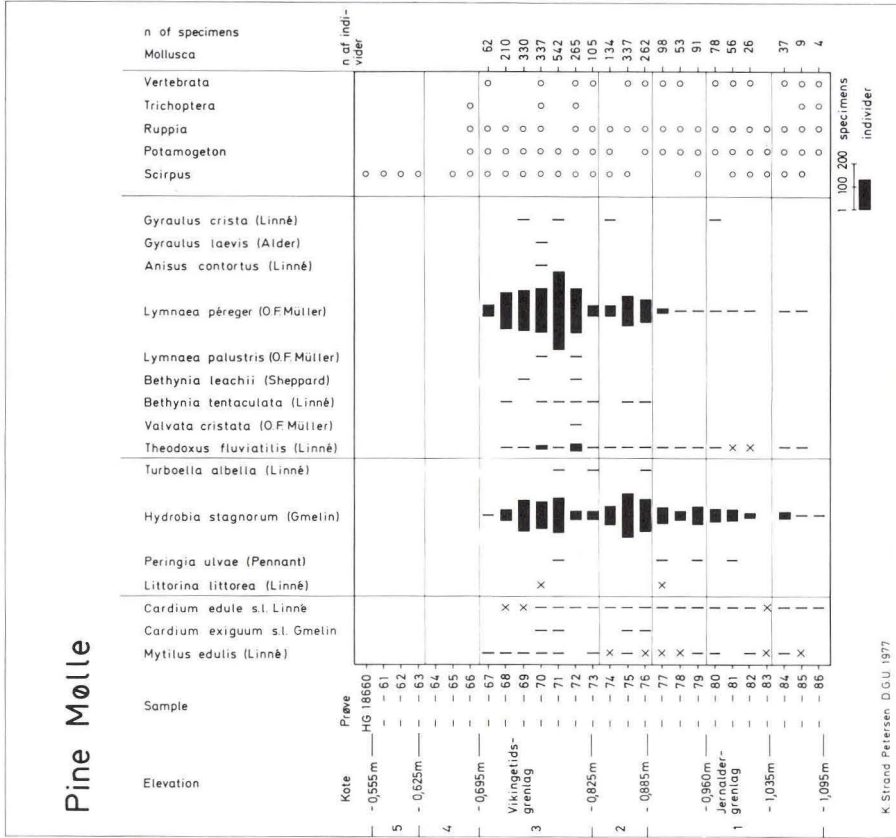


Fig. 4. Dette diagram er opbygget som diagrammet på fig. 3. Prøvemægtigheden er her 2 cm (NB skala!) og hver prøve er på ca. 1/4 kg.

This diagram is constructed similarly to fig. 3. The sample thickness here is 2 cm (note the different scale), and each sample weighs about 1/4 kg.

teksten, er angivet med o. Mineraljord af kornstørrelse > 0,06 mm er angivet med skrårkræving. Glødetabs-analyse findes i diagrammets venstre side, reduceret for kalk.

Diagram showing the number of individuals of each mollusc species occurring in each sample of about 2 kg. of sediment taken from boring XIV (see fig. 2). × Indicates both fragments assignable to species and mollusc finds discussed in the text are indicated by o. Mineral soil of grain size > 0.06 mm is indicated by hatching. The loss on ignition analysis on the left of the diagram has been reduced to correct for lime.

sydlige Storebælt-område den sydøstlige begrænsning for artens udbredelse i Littorinatiden. Det fremgår af nærværende undersøgelse at østersen fra tidlig Atlantikum igennem længere tid fandtes som en population inden for området, selv om den formodentlig ikke trivedes i sit voksenstadium inden for det her behandlede Tude Å-område. Det kan tilføjes, at frø af *Ruppia* findes gennem hele serien; arterne i denne slægt kræver en saltholdighed ≥ 3 ‰. Fund af hvirveldyrrester er, som det fremgår af skemaet fig. 3, til stede i alle dele af aflejringen. Det drejer sig alt overvejende om fiskerester, som er gennemgået af Rosenlund (1976, s. 66). Et enkelt fund af Rødmus (*Clethrionomys glareolus* m₁ dextra), bestemt af lektor Ella Hoch, Geologisk Museum, er fra kote ÷ 8 m. *Theodoxus fluviatilis*, der også optræder et par steder i den marine serie, er almindelig i søer og åer. Den findes i strandzonen i Baltikum i områder med op til 13 ‰ salt.

I seriens øvre del ses (fig. 3) såvel en aftagen i antal af arter som af individer med een undtagelse: *Hydrobia stagnorum*. Dette forhold kan tolkes ud fra undersøgelser udført af Bent Muus (1976) over de forskellige *Hydrobia*-arters forhold til saltholdighed og vandudveksling, (anf. arb. fig. 71). Det fremgår at et skift fra dominans af *Peringia ulvae* til dominans af *Hydrobia stagnorum* svarer til et skift i miljøet til mere lukkede bugtforhold. Dette kan i nærværende undersøgelse sættes i forbindelse med opbygningen af strandvoldskomplekser ude vest for dæmningen i det føromtalte Næsby Fed-område.

Det skift i biotopen, som har kunnet følges gennem macrofossilindholdet, er i diagram fig. 4, som er baseret på en gennemgang af prøverne, udtaget i et profil på østsiden af Pine Mølle-dæmningen, sat i relation til tiden efter år 0 og op til Vikingetid. Det omhandlede tidsrum strækker sig fra tiden før nedlæggelse af det første grenlag i Jernalderen, til tiden efter det andet grenlag blev nedlagt i Vikingetiden. Begge er dateret ved C14-metoden. Det er konstateret ud fra boring XVI, jfr. kortet (fig. 2), at der også er fundet marine aflejringer af sand og gytje på østsiden af dæmningen i umiddelbar nærhed af profilet. Disse kan på basis af molluskindhold parallelliseres med den ovenfor gennemgæede boring XIV på vestsiden af dæmningen.

De nederste prøver i diagrammet over HG prøverne (fig. 4) er fra en aflejring, der nedadtil er rent sandet med kun få mollusker: enkelte *Cardium edule* og *Mytilus edulis*, samt *Lymnaea péreger*. Over disse lag findes det nederste af de to ovenfor nævnte grenlag; diagrammet viser tilstedeværelsen af *Hydrobia stagnorum*, juvenile *Mytilus edulis* og *Cardium edule*, samt *Lymnaea péreger*, der ligesom *Theodoxus fluviatilis* tolererer saltholdigheden op mod 12–15 ‰; *Hydrobia stagnorum* findes ikke i ferskvand. Heraf fremgår det, at der ved tiden for Jernalder-grenlaget var en brakvandsfauna på østsiden af dæmningen, hvilket klart vidner om havets indflydelse.

I tidsrummet omkring nedlæggelsen af det andet grenlag, i Vikingetid, bliver *Lymnaea péreger* den dominerende art, og der findes lag med mange *Theodoxus fluviatilis*, men stadig sammen med *Hydrobia stagnorum*. I denne del af prøveserien er gjort spredte fund af *Anisus contortus* og *Valvata cristata*, der kun tolererer ringe saltindhold (op til 2 ‰). De må, deres ringe antal taget i betragtning, antages at være tilført området, i lighed med de terrestriske gastropoder: *Vallonia pulchella*, som er fundet i HG 18671, men ikke indføjjet i skemaet, da de med sikkerhed kan siges at være allochtone.

Til besvarelse af spørgsmålet om disse afsætninger kunne være betinget blot af indtrufne højvande, således at miljøet kun temporært har været marint påvirket kan siges, at en sådan forklaring *ikke* støttes af molluskundersøgelserne. Som fremhævet findes *Hydrobia stagnorum* i hele profilet. Af ferskvandsarter findes kun de i nogen mængde, som tolererer brakvand, medens rene ferskvandsarter kun er fundet spredt og her kun i den yngste/øverste del af serien. Hvis området kun temporært blev overskyttet og altså normalt var fersk, måtte man forvente, at ferskvandsarter var langt overvejende, i hvert fald i en del af prøverne.

I fig. 4, diagrammets højre del, er der i lighed med forholdene i det foregående diagram gjort rede for prøvernes indhold af frø af *Ruppia* og *Potamogeton*. Tilstedeværelsen af *Ruppia*, jfr. denne slægts saltkrav omtalt ovenfor, gennem hele den omtalte del af lagserien understreger det resultat, som har kunnet udledes af de tilstedeværende mollusker. Der er enkelte fund af *Tricoptera* (vårfluellarvehylster). Rester af *Vertebrata* forekommer hele serien igennem; det drejer sig her udelukkende om *Pisces* (fisk), hvoraf kun enkelte har kunnet bestemmes, herunder i HG 18675 *Vertebra* af *Perca fluviatilis* (Aborren), der trives både i ferskvand og svagt saltholdigt havvand.

I dette diagram indgår også frø af slægten *Scirpus*. Inden for denne slægt kendes karakteristiske rørsumplanter (frøene er venligst bestemt af mag. scient Grethe Jørgensen, Nationalmuseet). Betragter man den øvre del af prøveserien, fra over Vikingetidsgrenlaget, ses lagene her at være ganske uden mollusker. Dette fravær kunne tænkes at have sin forklaring i en senere opløsning af skallerne, men også frø af vandplanter af slægterne *Potamogeton* og *Ruppia* og rester af fisk mangler i denne del af serien, hvorfor området mere sandsynligt, ud fra frøene af slægten *Scirpus* fortsatte tilstedeværelse, må tænkes at være blevet en rørsump.

Transgressionsforløbet

Følger man inddelingen som er angivet i venstre side af fig. 4, ses det, at det første dæmningsbyggeri ingen indflydelse har haft på forbindelsen med havet.

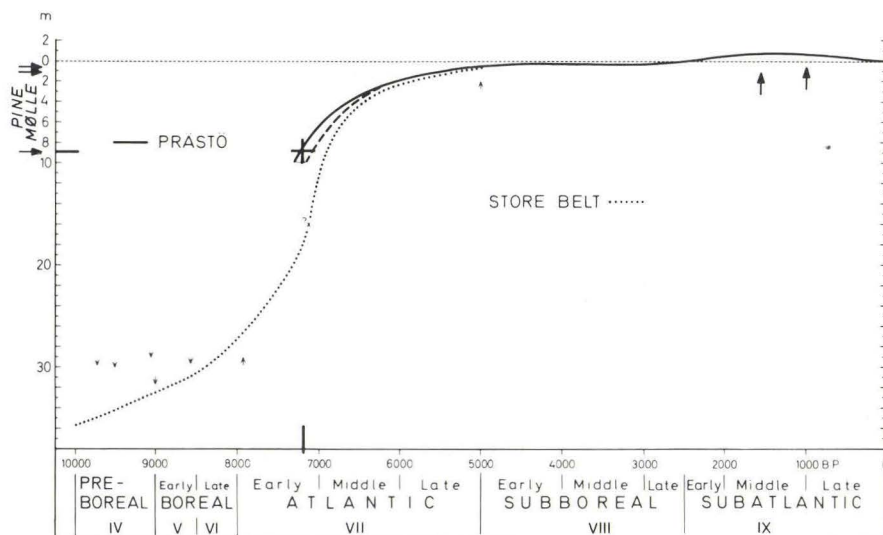


Fig. 5. Kurverne for kystliniens forskydning ved Store Bælt og Præstø Bugt, efter Harald Krog (1978), med tilføjelse af den C^{14} -daterede transgression i Pine Mølle området. Transgressionsmaksimet skulle ifølge Mikkelsen (1949) nås i Præstø Bugt i Subatlantikum; fra denne tid er de 2 højestliggende daterede brakvandsgyttjer fra Pine Mølle angivet.

Curves showing the displacement of the coastline at Præstø Bugt and the Store Bælt, from Harald Krog (1978), with the addition of the C^{14} -dated transgression in the Pine Mølle area. The transgression maximum in Præstø Bugt was reached in the Sub-Atlantic according to Mikkelsen (1949), and the two highest-placed brackish-water gyttja deposits from Pine Mølle have also been dated to this period and are indicated in the figure.

Derimod er der efter opførelsen af Vikingetidsgrenlaget opnået en afspærring fra havet.

Sammenfattende kan siges om områdets udvikling gennem den her omhandlede tid, at ved transgression i tidlig Atlantikum dannedes et æstuarium, der udvikledes til en beskyttet bugt som sluttelig, forud for de ældste fundne spor af menneskelig aktivitet inden for området, var tilsandet og næsten uden marine mollusker. Fra begyndelsen af Germansk Jernalder etableredes en brakvandsfauna øst for dæmningen, hvis optræden kan forklares ved en stigning af havniveauet. For at afgøre dette sidste punkt må forholdene omkring transgressionsforløbet i Postglaciertid nærmere gennemgås.

Ud fra undersøgelser udført af Harald Krog i Store Bælt (Krog 1973) kan transgressionen følges fra nuværende kote \div 29 m i slutningen af Boreal tid fra de dybere dele af bæltet. Sammenholdt med transgressionen i Tude Å-området giver dette en kraftig stigning af havspejlet igennem tidlig Atlantikum på omkring 20 m.

De af Ellen Louise Mertz udarbejdede isobaser for Littorinahavets største højder (Mertz 1924) viser, at Tude Å-området og Præstø Bugt, som er undersøgt af V. Mikkelsen 1949, begge findes omkring 1 m isobasen. Følgelig kan der forventes lige store størrelser for havspejlets stigning, således at kurven for kystliniens forskydning – udtegnet inden for de to områder – kan sættes sammen som gjort af Harald Krog (1978), hvorfra fig. 5 er hentet.

Når dateringen af transgressionen i Tude Å-området indarbejdes i dette skema (fig. 5) ses den gode overensstemmelse de to områder imellem med hensyn til relativ stigning af havspejlet igennem Atlantikum. Det er herudfra et spørgsmål, om den stigning til kote + 1 m, som fremgår af Mikkelsens kurve fra Præstø Bugt-området i Subatlantikum, kan genfindes i Tude Å-området og tages til indtægt for, at der dér findes en brakvandsfauna i Jernalderen. Den i indledningen omtalte i Vårby Å-dalføret beliggende marine lokalitet i kote ± 0 m er ikke blevet bestemt tidsmæssigt – men for profilerne omkring Trelleborg viser nyere undersøgelser ved Svend Jørgensen (pers. medd.) samstemmende med Knud Jessens ældre, at de højestliggende marine aflejringer – også dér i kote ± 0 m, må henføres til tiden før Bøgetid, altså inden Jernalderen. Pine Mølle-området bliver således det østligste undersøgelsesområde, hvor brakvandsafsætninger er konstateret i Jernalderen og her kun til kote $\div 0,7$ m.

Det skal anføres, at man i nyere undersøgelser over havspejlets bevægelser generelt har fundet stigninger inden for Jernalderen, Menke (1969) og Behre (1977). Faunaen i Jernalder-skaldyngerne fra dette tidsrum, først og fremmest indholdet af arter som *Venerupis aurea* og *Ostrea edulis* i det nordtyske område (Voss 1968) samt i sydøst Jylland (Poulsen 1976), tyder på en større saltholdighed i det vestlige Baltikum end i dag. Dette forhold kunne forklares ved, at det vestlige Baltikum havde en større udveksling med havområderne nord for Bælthavet end i dag.

Sammendrag

Ved gennemgangen af de marine aflejringer i Pine Mølle-området har den faunistiske udvikling kunnet følges fra tidlig Atlantisk til Subatlantisk tid. Det påviste transgressionsforløb ses at være gennemløbet i Atlantisk tid. I forbindelse med den påviste marine indflydelse i Subatlantikum i Pine Mølle-området må det konstateres, at der ikke er påvist højtliggende marine afsætninger længere inde i Tude Å dalsystemet fra dette tidsrum.

English summary

The Postglacial marine transgressions and the molluscan fauna of the Tude Å area, Store Bælt, Denmark.

The present investigation was initiated by Tage Christiansen at the Danish National Museum as part of a study of the Danish Viking forts. The well known Trelleborg fort is situated at the confluence of the two streams Tude Å and Vårby Å in Western Zealand north of Korsør. The Geological Survey of Denmark was asked to supply information on the history of the marine stages of the lower part of the Tude Å valley through which the Viking settlement could have had navigable access to the Great Belt during the Iron Age. The investigations have been concentrated on the area around a dam associated with a Water-mill in the meadows west of Trelleborg. In this project are also involved workers on diatoms, pollen, archaeology (Christiansen *et al.* 1978) – The following account will deal with the geology.

The geological map (fig. 1) shows that Næsby Fed is a marine foreland built up of marine sand and beach ridges. Deposits of gyttja are found in the old river bed. In the Tude Å valley east of the dam and towards Trelleborg the marine deposits are covered by younger freshwater gyttja and peat. In the Trelleborg area the marine deposits reach a thickness of 4 m and are characterized by *Cardium edule*, *Mytilus edulis*, and some *Scrobicularia plana*.

In the upper part of the Vårby Å valley marine deposits are found up to where the old road from Slagelse to Korsør crosses the valley. The series consists of marine sand with many shells of *Cardium edule* 1 m below present sea level, upwards changing into brackishwater gyttja at sea level. This shows that during the period of maximum sea level the marine influence passed beyond the Trelleborg area and reached 4 km inland from the present Belt coast.

In the Pine Mølle Dam area (fig. 2) marine deposits reach a thickness of up to 10 m, as seen in several borings. The Tude Å valley is considered to be part of a glacial meltwater complex. During the Boreal the valley was situated above sea level, as shown by freshwater deposits and C¹⁴ dating of the hanging marine gyttja. In the east-west section along the valley it is seen that the surface of the glacial deposits rises towards the east.

The fauna development is described from well no. XIV on the west side of the dam (fig. 2), supplemented by samples from the excavation which cuts through the dam, showing the younger deposits dated by C¹⁴ analyses.

The sedimentological data, shown diagrammatically in fig. 3, indicates a gradual change upwards to more sandy material and to a lower organic content. This is believed to reflect uninterrupted sedimentation. The lowermost part of the column shows the glacial melt-water sand and gravel underlying the freshwater deposits. The molluscan assemblages depict a lake deposit dominated numerically by *Valvata macrostoma* and *Gyraulus crista*.

The lower part of the Tude Å valley was transgressed by the Littorina Sea at 5240 ± 100 BC. The transgression level is found at 9 m. below present sea level. *Cardium edule* and *Macoma balthica* are well represented and have been used for the C¹⁴ dating. Furthermore, well-known species from the Littorina Sea are found from this early time, for example *Scrobicularia plana*. This species is often found in the deposits of the former fjords but nowadays occurs only sparsely in the Belt area and the southwestern Baltic. This lower part of the series is well documented as a marine sequence by the molluscan fauna and associated traces such as borings by *Cliona* sp. and *Polydora* sp. in the shell material.

Marine conditions are indicated in the gastropod fauna by the high representation of *Bittium reticulatum*, and the dominance among the *Hydrobia* of *Peringa ulvae* in the typical shell form, with flat whorls and low sutures – a form which prefers exposed localities – and, among the bivalvia, by the occurrence of *Corbula gibba*, *Abra alba* and *Venerupis aurea*.

Juvenile *Ostrea edulis* occurs commonly in the main part of the series, and is also found in the

other borings. According to V. Nordmann, the southern Belt area was the southeastern boundary of the range of the oyster. It is seen from the present investigation that an oyster population was found within this area over a rather long timespan, even though the adult oysters probably did not thrive in this particular place.

Upwards in the series a steady decline in number of species and specimens is seen, with one exception, *Hydrobia stagnorum*. This species indicates a change in the environment, according to the investigations by Bent Muus in the dependence of various *Hydrobia* species on salinity and water renewal. This change in biotope is placed chronologically in the period leading up to the Viking Age in fig. 4, which is based on samples from the excavation through the Pine Mølle Dam. In the diagram (fig. 4) the dating is based on C¹⁴ analyses of tree branches from the dam construction, where the first one, surprisingly, is found to be from the Germanic Iron Age, while the second one belongs to the late Viking Age. The bottom layer of branches most probably represents a path across this area, and the construction may have caused some damming up of the water in Tude Å. But as seen in the diagram, the molluscan assemblage with *Hydrobia stagnorum* and juvenile forms of *Mytilus edulis* and *Cardium edule* indicates that the connection with the sea was not interrupted.

Lymnaea péreger is the dominant species higher up in the series, but still together with *Hydrobia stagnorum*. The occurrence in small numbers of freshwater species such as *Anisus contortus* and *Valvata cristata* which only tolerate low salinities may be explained by the nearby presence of freshwater localities. Terrestrial gastropods also occur in the samples.

The abrupt cessation of the molluscan record might be thought to be a result of secondary disintegration. But since the seeds of *Scirpus* are found higher up in the series but no traces of *Ruppia* and *Potamogeton*, the area may have changed into a reed swamp.

The development of the biotope through time can thus be summed up as follows: the fjord, which was transgressed in the Early Atlantic, changed from an estuary to a sheltered bay, and finally, before the outset of human activities in the Iron Age, the water became so shallow that it was almost bare of molluscan life. From the beginning of the German Iron Age into the time of the Vikings a brackishwater fauna is found east of the dam, and this might be explained by a slight rise in sea level.

The dating of the transgression, in connection with the investigations in Store Bælt by Harald Krog (fig. 5), indicates a relatively rapid rise in sea level in the Early Atlantic. This shoreline displacement in the Store Bælt is in good accordance with the relatively rapid rise in sea level during the Atlantic demonstrated by V. Mikkelsen (1949) in the Præstø Bugt area in the Baltic.

The question thus remains as to whether the rise in sea level to 1 m. above the present sea level in the Sub-Atlantic period, shown in Mikkelsen's curve from the Præstø Bugt area, can also be found in the Tude Å area, thus helping to explain the presence there of a brackish-water fauna in the Iron Age. The marine locality in the Vårby Å valley, mentioned above, lies at present sea level, but its age has not been determined. However, Svend Jørgensen's recent examination of profiles from around Trelleborg agree with older studies by Knud Jessen in showing that the highest marine deposits, also here occurring at present sea level, can be assigned to a date prior to the Beech period, i.e. before the Iron Age. Thus the Pine Mølle area is the most easterly site at which brackish-water deposits of Iron Age date have been found, and here only at heights of 1 m. and 0.7 m. below present sea level, as shown in fig. 5.

Conclusion

In the Pine Mølle area the development of the marine molluscs fauna has been demonstrated from the Early Atlantic to the Subatlantic. The Transgression took place mainly in the Atlantic. In connection with the marine influence during the Subatlantic demonstrated in the Pine Mølle area no highlying marine deposits are found farther up the Tude Å valley.

References

- Behre, Darl-Ernst 1977: The history of the German part of the North Sea and the reaction of man to the sea-level changes during the last 4000 years. – Uppsala symposium 7–12, 3 1977.
- Christiansen, T. E., Foged, N., Jørgensen, S. og Petersen, K. Strand 1978: Trelleborg – Pine Mølle. – Nationalmuseet, København.
- Jessen, Knud 1948. *In*: Poul Nørlund: Trelleborg. – Nordiske Fortidsminder IV, i, pp. 163–179. København.
- Krog, Harald 1973: The early Post-glacial development of the Store Belt as reflected in a former fresh water basin. – Danm. geol. Unders., Årbog 1972, pp. 37–47.
- Krog, H. 1978: Denmark. *In*: The Quaternary History of the Baltic. – Acta Univ. Ups., Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis: 2, Uppsala.
- Madsen, Victor 1902: Kortbladet Nyborg. – Danm. geol. Unders., I. række, 9, 182 p.
- Menke, B. 1969: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen und Radiocarbon-Datierungen zur holozänen Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. – Eiszeitalter u. Gegenwart Band 20. pp. 35–43.
- Mertz, E. Louise 1924: Oversigt over de sen- og postglaciale Niveauforandringer i Danmark. – Danm. geol. Unders., II række, 41, 49 p.
- Mikkelsen, V. M. 1949: Præstø Fjord. – Dansk Botanisk Arkiv 13. 5. 171 p.
- Muus, F. J. 1967: The fauna of Danish estuaries and Lagoons; distribution and ecology of dominating species in the shallow reaches of the mesohaline zone. – Meddelelser fra Kommissionen for Danmarks Fiskeri og Havundersøgelser, Ny serie, 5, 316 p.
- Nordmann, V. 1903: Østersens (*Ostrea edulis* L.) Udbredelse i Nutiden og Fortiden i Havet omkring Danmark. – Meddr dansk geol. Foren. 2. 9, pp. 45–60.
- Nordmann, V. 1906: Yderligere Bemærkninger om Østersens (*Ostrea edulis* L.) Udbredelse i Nutiden og Fortiden i Havet omkring Danmark. – Meddr dansk geol. Foren. 2. 12, pp. 35–40.
- Poulsen, K. Løkkegaard 1976 (MS): Ældre Jernalders Skaldynger i Danmark og beslægtede bopladsfund. – Københavns Universitets Specialebibliotek.
- Rosenlund, K. 1976: Catalogue of subfossil Danish Vertebrates. Fishes. – Zoological Museum Copenhagen. 108 p.
- Rørdam, K., og V. Milthers 1900: Kortbladene Sejro, Nykøbing, Kalundborg og Holbæk. – Danm. geol. Unders., I række, 8, 143 p.
- Schou, Axel 1945: Det marine Forland. – Folia Geographica Danica. IV, 236 p.
- Spärck, Ragnar 1942: Den danske Dyreverden dyregeografisk og indvandringshistorisk belyst. – København 116 p.
- Voss, Frithjof 1968: Junge Erdkrustenbewegungen im Raume der Eckernförder Bucht. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg. Bd. 57. pp. 95–189.

Applications of glaciotectonic analysis in the geological mapping of Denmark

Kaj Strand Petersen

Petersen, Kaj Strand: Applications of glaciotectonic analysis in the geological mapping of Denmark. *Danm. geol. Unders., Årbog 1977*, pp. 53–61. København, 23. oktober 1978.

The historical background of and the debate concerning the causes of dislocations observed in Danish coastal cliffs are outlined. Glaciotectonic analysis is shown to be useful in geological mapping as well as in exploration work. The Weichselian ice advances in the Danish region are discussed in the light of recent glaciotectonic studies.

Glaciotectonic analysis is planned as an integral part of the future systematic geological mapping of Denmark (Sørensen & Nielsen 1978).

Tectonic deformation of glacial deposits has been discussed in the Danish geological literature for more than 150 years not least on the basis of field work along the 7000 km long Danish coast-line which offers excellent outcrops of tectonized sediments of Quaternary and earlier age.

Ideas have changed concerning the role of glaciers as the tectonic agents of the dislocations observed in Pleistocene sediments.

Forchhammer (1835) interpreted the dislocations observed in Møns Klint as the result of endogenous dynamics. Johnstrup (1869, 1874, 1882a & 1882b) on the other hand, was the first in Denmark to advocate the ice-pressure hypothesis. Jessen (1899, 1916, 1918) was initially inclined to the hypothesis of endogenous tectonics supported by the majority of geologists of that time (Madsen 1915), but later he worked out the ice-pressure model of Lønstrup Klint in northern Jylland (Jessen 1931, 1936). Investigations of another well-exposed cliff area, Røjle Klint on Fyn, led Madsen & Nordmann (1940) to assume neotectonic movements (salt diapirs) as the agent of dislocations.

Gry (1941, 1942) revived Johnstrup's ice-pressure model (1874) in his studies of the tectonic features in the Mo-clay area of northwestern Jylland. On the basis of tectonic analyses, inspired by a lecture given by C. E. Wegmann in Copenhagen 1933, Helge Gry undertook the first regional tectonic analysis of glacier-induced dislocations.

The studies of the dislocations were greatly influenced by results obtained from investigations of recent glacier margins. A work to be mentioned here as an example is Gripp's Hamburgischen Spitzbergen – Expedition 1927 (Gripp 1929).

Knowledge of the Prequaternary geology is a valuable prerequisite to a successful application of glaciotectonic analyses in geological mapping. Such knowledge, which has rapidly increased during the last twenty years in the Danish region, includes structures as well as textures of the strata occurring at the base of the glacial drift. Areas displaying neotectonic movements are reported by Madirazza (1978) and Andersen (1978). The zone in which Eocene deposits make up the Prequaternary surface presents many examples of glacier-influenced dislocations (Nielsen 1973; Larsen *et al.* 1977).

The thickness of the stratigraphic sequences in Denmark showing evidence of tectonic dislocations is 50–100 m. The drift has an average thickness of 50 m with a maximum of more than 300 m. The entire thickness of the drift is sometimes dislocated together with parts of the underlying Prequaternary strata. The structurally most complicated regions thus offer possibilities of studying the geological construction of an area and therefore form the best starting points for geological mapping. Consequently, they should be investigated before areas which are more regularly built up (cf. Berthelsen 1973). This use of glaciotectonics opposes the view held by many geomorphologists. Furthermore, the erosional action of the youngest ice advances may have exposed glaciotectonic “windows” (Berthelsen *op. cit.* p. 27). The recognition of glaciotectonic windows represents the first step in a revision of the mapping procedure based on geomorphology in order to avoid correlation of non-synchronous till formations.

Examples of glaciotectonic analysis

In the following, four examples of the application of glaciotectonic analysis are given. Three are from localities on Sjælland, the last is based on studies carried out in the southern part of Denmark.

Strandegaards Dyrehave (Ødum 1933): In this area there are no morphological expressions of glacial dislocations. From the geomorphology the area appears to be underlain by undisturbed glacial sediments. Dislocations are, however, seen in the cliffs facing the Fakse Bugt, where Eemian clay is found in the core of folds overturned towards the southwest. This marine clay most probably belongs to sediments deposited in a depression in the Prequaternary surface southwest of the Stevns and Fakse chalk areas (Milthers 1908). The Eemian deposits are overlain by tills and stratified drift which have been dislocated as a single unit by ice from the northeast. In the uppermost till and stratified drift deposits a younger ice-pressure episode is traced from the southeast (fig. 1).

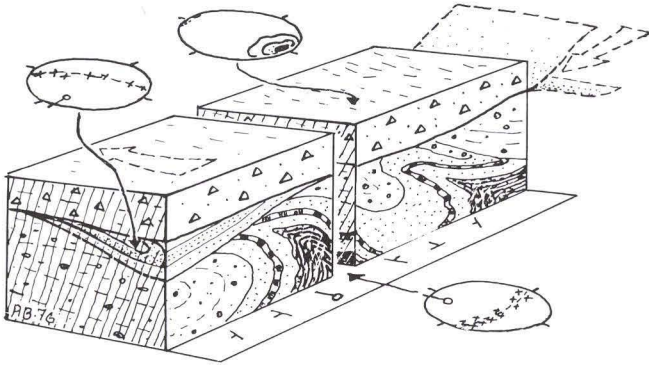


Fig. 1. Diagrammatic sketch by Asger Berthelsen illustrating the glaciotectionic features in the cliff section at Strandegaards Dyrehave seen from the south. Eemian clay is seen in the core of folds (close hatching), overlain by tills and stratified drift. Examples of Wulff net-projections with constructed fold axes are given. The deduced ice movements are indicated by arrows.

The different till-beds can be characterized by their content of stones, by their granulometric composition and by their age relationships as disclosed by palaeontological analyses (Petersen & Konradi 1974). The importance of dating the ice-pressure episodes on the basis of the contents of shells, foraminifera and plant remains in the dislocated strata should be stressed. In this way serious misunderstandings with regard to the correlation with other localities may be avoided.

The Røsnæs peninsula: This area displays a variable morphology.

In the northeastern part of the peninsula there is a flat till plain with kames and "hatshaped hills" some of which are "ruins" from bigger fold structures: overridden synclines (cf. Berthelsen 1971, p. 66). A highly undulating hilly landscape is found across the peninsula to its southern coast. Along this coast deposits of different ages and lithology are exposed, as seen on the photo taken by V. Milthers (Rørdam & Milthers 1900, plate II). The surface, too, exhibits a confusing mixture of sand, gravel, till and Tertiary plastic clay (fig. 2). The features are traceable on aerial photographs (Berthelsen 1971, fig. 1).

In order to explain these features, detailed tectonic and stratigraphic analyses have been conducted (Petersen 1973, fig. 1). These results have been used to make a compound section (*op. cit.* fig. 2), recording the structure of one of the ridges found in this hilly part of the peninsula. In this way it is possible to evaluate the geology of the landscape in a more reliable way than would be the case where no application of glaciotectionics is attempted.



Fig. 2. The western part of the Røsnæs peninsula in which the dislocated sequences outcrop, seen from the south. Phot. K.S.P., 1968.

Holmstrup: Since resource problematics have become a part of the geological mapping during the last decades, it would be natural to show with a third example how glaciotectonic analyses have been applied to exploration for constructional materials.

The example is chosen from a clay pit at Holmstrup on Sjælland (Petersen & Buch 1974, fig. 1), now exploited by A/S Leca. The first trench through the area showed a sequence composed of Tertiary clay (Upper Paleocene clay) – till – marine silt – till and stratified drift. The tectonic analyses demonstrated that the sequences are repeated northwards from the first excavation, occurring at successively lower levels. According to the planes of stratification the sequence of beds belongs to different floes within an imbricate structure (stereograms seen on fig. 1, *op. cit.*).

The tectonic analyses indicated where further occurrences of the raw material of interest should be found. Knowledge of the stratification and true thickness of strata permitted a quantitative estimation of the deposit.

The southern part of Denmark: The last example illustrates how Weichselian ice advances can be deduced from glaciotectonic analyses. But first are given some introductory remarks on former approaches to till stratigraphical studies based on stone contents and geomorphological studies.

In order to work out such correlations as were used in the Holmstrup clay pit, the stone count method, granulometrics and analysis of micro-macrofaunal elements have been used. The stone count method in particular has proved to be useful in *local* correlation – which was the sphere of application when it was first introduced during the geological mapping of Hindsholm (Ussing & Madsen 1897). Later the stone count method was used for long-distance correlation and in the establishment of a regional *till stratigraphy* (cf. Madsen 1928). The value of this approach, however, has been strongly questioned by Jessen (1930) and Marcussen (1973, 1974a). As a consequence of this criticism, Marcussen advocates a deglaciation trend during which large amounts of material are deposited as flow till and outwash sediments (Marcussen 1977). It is therefore important, also for the use of glaciotectonic analyses, to distinguish between lodgement till and flow till in the field (Marcussen 1975). However, Marcussen (1975) discusses till fabric analyses and geotechnical indications together with the morphological features on the assumption that there is a certain connection between till genesis and morphology – “The morphological features seem to be the most general indications and they can be used with advantage to give a preliminary impression of the glaciogene deposits in the landscape” (Marcussen 1975, p. 122). From this author’s point of view we are here back in the use of morphology for mapping purposes, which may lead to the above-mentioned misinterpretations of the succession of events.

Marcussen (1974b), for instance, deduces the sequence of events from *Morphological* studies and concludes “that most recent glacier in the south-eastern part of Denmark has been moving from northeast to southwest directly towards the ice border lines which have been demonstrated further south” – in northern Germany? (this author’s question mark and translation of the quotation).

However, the regional picture of ice dislocations in many localities opposes this view. During the last decade several works have been published on glaciotectonics in different parts of southern Denmark. These are partly in the form of investigations carried out by students from the University of Copenhagen inspired by the concept of Kinetostratigraphic drift units

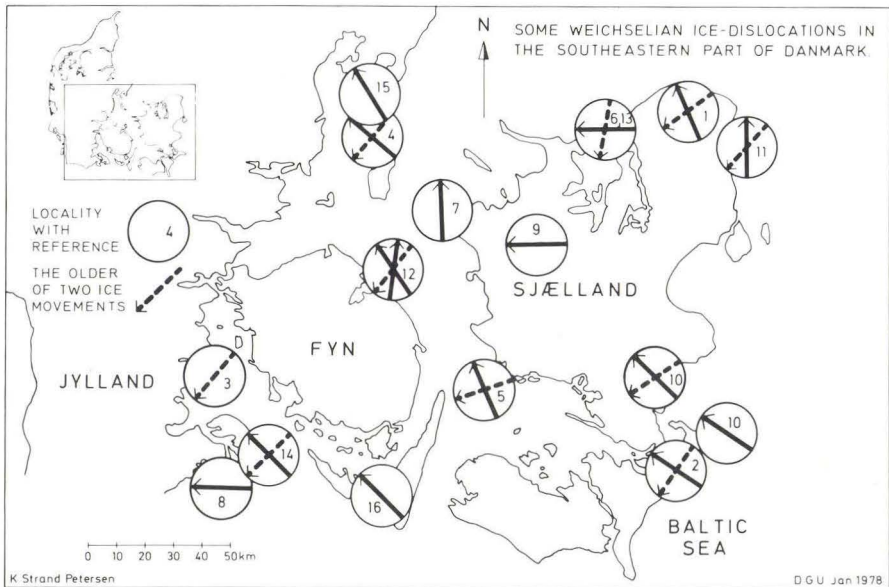


Fig. 3. Weichselian ice movements at selected localities, showing an older set of ice dislocations from the northeast and a younger from the Baltic. The depicted localities are considered to show Weichselian ice movements based on palaeontological evidence within the stratigraphical sequence on each locality. References are as follows: 1) Berthelsen 1974. 2) Berthelsen, Konradi & Petersen 1977. 3) Frederiksen 1976; Jessen 1930. 4) Houmark-Nielsen 1976. 5) Jacobsen 1975. 6) Jensen 1977. 7) Petersen 1973. 8) Petersen 1974. 9) Petersen & Buch 1974. 10) Petersen & Konradi 1974. 11) Rasmussen 1973. 12) Rasmussen 1975. 13) Sjørring 1973. 14) Sjørring 1977. 15) Thamdrup 1970. 16) Madsen, Nordmann & Hartz 1908; Madsen 1916.

(Berthelsen 1973). Some of these works are presented (fig. 3), but only as far as they elucidate Weichselian ice movements also on the basis of palaeontological evidence. The ice dislocations indicate movement of ice from the Baltic more recently than the postulated last glacier advance from the northeast (Marcussen 1974b). Furthermore the use of Kinetostratigraphic units allows a long-distance correlation which is independent of matrix changes in the till.

Aspects of the application of glaciotectonic analyses

The discussion of the ice-pressure model has tempted workers from many fields of natural science to collaborate and has inspired the study of recent glacier environments. The glaciotectonic analysis has proved to be useful in the field both for mapping and exploration purposes. The compilation of data

on ice movements may lead to a better understanding of the succession of ice advances during the Pleistocene. Therefore glaciotectionic studies present a most promising aspect in future geological mapping.

Dansk sammendrag

I artiklen behandles spørgsmålet om anvendelse af glacialtektoniske analyser i den geologiske kortlægning af Danmark.

Årsagen til dislocationerne i vore klinter har i dette århundrede været genstand for en heftig debat. Debatten indledtes ved et foredrag af Johnstrup i Christiania 1868, idet det her blev fremhævet: »at forskellige Iagttagelser, nærmest hentede fra Brunkulformationens ofte meget forstyrrede Leiringsforhold, gjøre det i høi Grad sandsynligt, at disse Forstyrrelser ikke kunne skyldes plutoniske Hævninger (som var Forchhammers anskuelse K.S.P.), men at de snarere tyde paa at staae i den nøieste Forbindelse med hele Glacialphænomenet.« Ved dette opstilledes en ny hypotese, der i modsætning til Forchhammers indebar, at en gletscheris havde udbredt sig fra det skandinaviske område. Diskussionen, som i dette århundrede førtes mellem danske geologer som Madsen, A. Jessen, V. Nordman, V. Hintze og Helge Gry, henvises der til i artiklen.

De senere års udvidede kendskab til prækvartærets udbredelse og struktur gør det lettere at afveje, om man står over for de omdiskuterede neotektoniske (dvs. tektonisk forstyrrelse forårsaget af indre kræfter i unge dannelser) eller glacialtektoniske forhold. Fra tre områder på Sjælland gives fra litteraturen eksempler på den glacialtektoniske analyses anvendelse inden for den geologiske kartering samt i eftersøgningen af råstoffer. Sluttelig diskuteres Weichsel-isfremstød ud fra de mange glacialtektoniske arbejder, der i de sidste år er fremkommet fra det syddanske område.

På grundlag af disse undersøgelser konkluderes, at den glacialtektoniske analyse med fordel må kunne anvendes i den geologiske kortlægning af landet.

References

- Andersen, H. Lykke 1978: Strukturer i Danmarks øvre præ-Kvartær, deres oprindelse og kvartærgeologiske betydning. – *In*: Abstracts, XIII. Nordiske Geologiske Vintermøde, København 1978.
- Berthelsen, A. 1971: Fotogeologiske og feltgeologiske undersøgelser i NV-Sjælland. – *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1970*, pp. 64–69.
- Berthelsen, A. 1973: Weichselian ice advances and drift succession in Denmark. – *Bull. Geol. Inst. Univ. Upps.* 5, pp. 21–29.
- Berthelsen, A. 1974: Nogle forekomster af intrusivt moræneler i NØ-Sjælland. – *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1973*, pp. 118–131.
- Berthelsen, A. Konradi og Petersen, K. Strand 1977: Kvartære lagfølger og strukturer i Vestmøns klinter. – *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1976*, pp. 93–99.
- Forchhammer, G. 1835: Danmarks geognostiske Forhold forsaavidt som de ere afhængige af Dannelser, der ere sluttede. – *Indbydelsesskrift til Reformationsfesten den 14^{de} Nov. 1835*, København.
- Frederiksen, J. 1976: Hvad sønderjyske klinter fortæller. – *Varv*, 2, pp. 35–45.

- Grib, K. 1929: Glaciologiske und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. – Abhandl. Naturw. Ver. Hamburg Bd. 22 (3–4), 145–249.
- Gry, Helge, 1941: De istektoniske Forhold i Moleromraadet. – Meddr dansk geol. Foren., 9 (5), pp. 586–627.
- Gry, Helge 1942: En diskussion om vore dislocerede Klinters Dannelse. – Meddr dansk geol. Foren., 10, pp. 39–51.
- Houmark-Nielsen, M. 1976: En glacialstratigrafisk oversigt fra Nordsamsø og Tunø. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1975, pp. 11–13.
- Jacobsen, E. Maagaard 1975: En morænestratigrafisk undersøgelse af klinerne på Omø. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1975, pp. 15–17.
- Jensen, V. 1977: St. Karlsminde klint – materialer og strukturer. – Dansk geol. Foren. Årsskrift for 1976, pp. 47–55.
- Jessen, Axel 1899: Kortbladede Skagen, Hirtshals, Frederikshavn, Hjørring og Løkken. – Danm. geol. Unders. I række, 3, 368 p.
- Jessen, Axel 1916: Om Dislokationerne i Lønstrup Klint. – Danm. geol. Unders. IV række, 1 (4), 28 p.
- Jessen, Axel 1918: Vendsyssels Geologi. – Danm. geol. Unders. V række, 2, 1. udg., 260 p.
- Jessen, Axel 1930: Klinten ved Halkhoved. – Danm. geol. Unders. IV række, 2 (8), 26 p.
- Jessen, Axel 1931: Lønstrup Klint. – Danm. geol. Unders. II række, 49, 142 p.
- Jessen, Axel 1936: Vendsyssels Geologi. – Danm. geol. Unders. V række, 2, 195 p.
- Johnstrup, F. 1869: Om Brunkuldannelserne i Danmark, samt om de deri forekommende forstyrrede Leiringsforhold. – Forhandlinger ved De Skandinaviske Naturforskeres tiende Møde i Christiania 1868.
- Johnstrup, F. 1874: Om hævningsfænomener i Møens Klint. – Tidsskrift for populære Fremstillinger af Naturvidenskaben, V række, 1, 42 p.
- Johnstrup, F. 1882a: Nogle Iagttagelser over Glacialphænomenerne og Cyprina-leret i Danmark. – Indbydelsesskrift til Universitetets Fest i Anledning af Hans Majestæt Kongens Fødselsdag. 74 p.
- Johnstrup, F. 1882b: Om de geologiske Forhold i den nordlige Del af Vendsyssel. – Indbydelsesskrift til Universitetets Aarsfest til Erindring om Kirkens Reformation. 43 p.
- Larsen, G., Jørgensen, F. H. and Priisholm, S. 1977: The stratigraphy, structure and origin of glacial deposits in the Randers area, eastern Jutland. – Danm. geol. Unders. II række, 111, 36 p.
- Madirazza, I. 1978: Danske saltstrukturer og kvartærmorfologi. – In: Abstracts XIII. Nordiske Geologiske Vintermøde, København 1978.
- Madsen, V. 1915: Om Aarsagen til Dislokationerne i vore Kliner. – Meddr dansk geol. Foren., 4, pp. 433–443.
- Madsen, Victor 1916: Ristinge Klint. – Danm. geol. Unders. IV række, 1 (2), 32 p.
- Madsen, V., Nordmann, V. og Hartz, N. 1908: Eem – Zonerne. – Danm. geol. Unders. II række, 17, 302 p.
- Madsen, V., Nordmann, V., Andersen, J., Bøggild, O. B., Callisen, K., Jessen, A., Jessen, K., Mertz, E. L. Milthers, V., Ravn, J. P. J., Ødum, H. 1928: Summary of the geology of Denmark. – Danm. geol. Unders. V række, 4, 219 p.
- Madsen, V. and Nordmann, V. 1940: Kvartæret i Røgle Klint ved Lillebelt. – Danm. geol. Unders. II række, 58, 142 p.
- Marcussen, I. 1973: Stones in Danish tills as a stratigrafical tool. – Bull. geol. Inst. Univ. Upps., 5, pp. 177–181.
- Marcussen, I. 1974a: Stentællingsmetoden, ledeblokanalysen og glacialstratigrafi – en kritisk vurdering. – Dansk geol. Foren. Årsskrift 1973, pp. 20–42.

- Marcussen, I. 1974 b: En ny opfattelse af den sidste glaciation i det sydøstlige Danmark. – *In: Uppsalasymposiet 1974, Senkvartär utveckling i Ostersöbäckenet*. Uppsala, Sverige, pp. 13–16.
- Marcussen, I. 1975: Distinguishing between lodgement till and flow till in Weichselian deposits. – *Boreas*, 4, pp. 113–121.
- Marcussen, I. 1977: Deglaciation landscapes formed during the wasting of the late Middle Weichselian ice sheet in Denmark. – *Danm. geol. Unders. II række*, 110, 72 p.
- Milthers, V. 1908: Kortbladene Faxø og Stevns. – *Danm. geol. Unders. I række*, 11, 291 p.
- Nielsen, O. Bjørnslev 1973: Eocæne aflejringer i Ølst-området og deres indpasning i områdets Kvartærgeologi. – *Dansk geol. Foren. Årsskrift for 1972*, pp. 100–110.
- Petersen, K. Strand 1973: Tills in dislocated drift deposits on the Røsnæs peninsula, north-western Sjælland, Denmark. – *Bull. Geol. Soc. Inst. Univ. Upps.*, 5, pp. 41–49.
- Petersen, K. Strand 1974: Geologisk rekognoscering fra Rügen til Angel. – *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1973*, pp. 57–61.
- Petersen, K. Strand and Buch, A. 1974: Dislocated tills with Paleogene and Pleistocene marine beds. Tectonics, lithology, macro- and microfossils. – *Danm. geol. Unders., Årbog 1973*, pp. 63–91.
- Petersen, K. Strand og Konradi, P. 1974: Lithologisk og Palæontologisk beskrivelse af profiler i Kvartæret på Sjælland. – *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1973*, pp. 47–56.
- Rasmussen, L. Aabo 1973: The Quaternary stratigraphy and dislocations on Ven. – *Bull. Geol. Inst. Univ. Upps.*, 5, pp. 37–39.
- Rasmussen, L. Aabo 1975: Kineto-stratigraphic glacial drift units on Hindsholm, Denmark. – *Boreas*, 4, pp. 209–217.
- Rørdam, K. and Milthers, V. 1900: Kortbladene Sejro, Nykøbing, Kalundborg og Holbæk. – *Danm. geol. Unders. I række*, 8, 143 p.
- Sjørring, S. 1973: Some problems in the till stratigraphy of the Northeastern part of Sjælland. – *Bull. Geol. Inst. Univ. Upps.*, 5, pp. 31–35.
- Sjørring, S. 1977: The glacial stratigraphy of the island of Als, southern Denmark. – *Z. Geomorph. N. F. Suppl.* 27, pp. 1–11.
- Sørensen, H. & Nielsen, A. V. (ed.) 1978: Den geologiske kortlægning af Danmark. – *Danm. geol. Unders. Serie A*, 2, 79 p.
- Thamdrup, K. 1970: Klinten ved Mols Hoved, en kvartærgeologisk undersøgelse. – *Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1969*, pp. 2–8.
- Ussing, N. V. & Madsen, V. 1897: Kortbladet Hindsholm. – *Danm. geol. Unders. I række*, 2, 87 p.
- Ødum, H. 1933: Marint Interglacial paa Sjælland, Hven, Møn og Rügen. – *Danm. geol. Unders. IV række*, 2 (10), 44 p.

Tektonik som en mulig medvirkende årsag til daldannelsen i Midtjylland

Christian Kronborg, Henry Bender og Gunnar Larsen

Kronborg, Christian, Bender, Henry and Larsen, Gunnar: Tektonik som en mulig medvirkende årsag til daldannelser i Midtjylland. *Danm. Geol. Unders., Årbog 1977*, pp. 63–76, København, 23. oktober 1978.

Geomorphological studies in Central Jutland have lead to considerations as to the development of the extensive valley systems (Tunnel valleys). A possible explanation of their development might include tectonic displacements in the substrata. Results of the study of morphology, lithology and chemistry of the ground water are discussed to illuminate this possibility. Furthermore several scale model experiments have been carried out and compared with the actual terrain morphology. The age of this displacements is discussed and it is proposed that they occurred as late as after the Saalian glaciation.

Christian Kronborg, Henry Bender, Gunnar Larsen, Geologisk Institut, Aarhus Universitet, DK-8000 Aarhus C, Denmark.

En landskabsgeologisk bedømmelse af »Det midtjyske søhøjland« og af egnen omkring »Gudenåens kilder« er iværksat efter anmodning fra Fredningsplanudvalgene for henholdsvis Aarhus amt og Vejle amt og med økonomisk støtte fra Naturfredningsrådet. Denne egn er behandlet i nogle af dansk kvartærgeologis klassiske arbejder fra århundredets begyndelse (Ussing 1903, 1907; Harder 1908). Også kortbladet Brande (Milthers 1939) må nævnes som et væsentligt bidrag. I de seneste år er flere resultater af igangværende kvartærgeologiske undersøgelser lagt frem, bl.a. Hansen (1958, 1975, 1977).

Det foreliggende arbejde slutter sig til denne række af nye undersøgelser. Der fremlægges her betragtninger over oprindelsen af de for egnen så karakteristiske dalsystemer. En del af disse er ifølge den traditionelle opfattelse »tunneldale« (Ussing 1907; Milthers 1948), d.v.s. dale udformet ved erosion af smeltevand i bunden af tunneler i isdækket under sidste nedisning. I nyere tid har Hansen (1971 b) draget denne forklaring i tvivl, bl.a. med henvisning til nogle af dalenes overordentlig store bredde. I fortsættelse heraf har Berthelsen (1972) og Andersen (1972) fremlagt alternative forklaringer på daldannelsen. Med dette indlæg bringes en hidtil mindre påagtet mulighed ind i diskussionen, nemlig den, at tektoniske bevægelser kan have været en medvirkende årsag til daldannelsen.

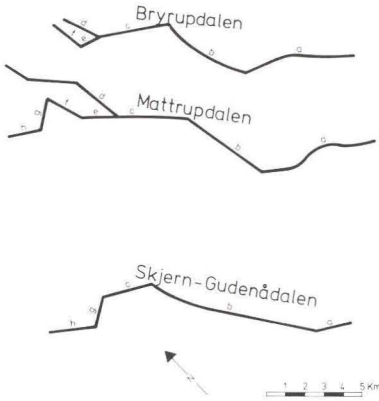


Fig. 2. Let skematiseret gengivelse af Bryrupdalen, Mattrupdalen og Skjern-Gudenådalen. De dalafsnit, der regnes for parallelle, er markeret med samme bogstav.

Den tanke, at tektonik har været med til at præge landskabsudformningen i Danmark, er dog ikke af helt ny dato. Allerede tidligt i dette århundrede har Milthers (1916) foreslået en tektonisk oprindelse af de jyske »spalเต็ดale«, en opfattelse der dog ikke siden har vundet tilslutning (Hansen 1971 a). Det skal også nævnes, at erkendelsen af forekomster af salthorste i undergrunden har ført til påvisningen af salttektonisk indflydelse på detaljer i landskabsudformningen (Madirazza 1968, 1977). Senest har Larsen et al. (1977) peget på det sandsynlige i, at der er en tektonisk eller salttektonisk baggrund for udviklingen af den dalsænkning, hvori Randers fjord er lokaliseret.

Morfologiske træk

Det område, denne redegørelse omhandler, er vist på kortet fig. 1. Det er fundet bemærkelsesværdigt, at der mellem Saltendalen i nord og Uldum kær i syd findes tre dalsystemer med en udpræget indbyrdes parallelitet. Dalene er fra nord mod syd: Bryrupdalen, Mattrupdalen og Skjernå-Gudenådalen. I let skematiseret form er disse gengivet i fig. 2, hvor det med bogstaver er anført, hvilke dalafsnit der regnes for indbyrdes parallelle. Det fremgår, at afsnittene a, b og c findes i alle tre dale, medens d, e, f, g og h findes i Mattrupdalen samt i en af de to andre dale. En så iøjnefaldende indbyrdes parallelitet kan næppe forklares tilfredsstillende ved hjælp af glacialgeologiske processer, idet det findes lidet sandsynligt, at gletscher- eller smeltevandsbevægelser skulle have ændret sig så systematisk over så stort et område.

Der findes også andre morfologiske træk, som ikke umiddelbart lader sig forklare glacialgeologisk. En række næsten retlinede strukturer, som i fig. 3 er betegnet sprækker og brud, skærer landskabet i retningen NNØ-SSV. De fremtræder navnlig tydeligt på reliefkortet fremstillet af Meesenburg (1967)

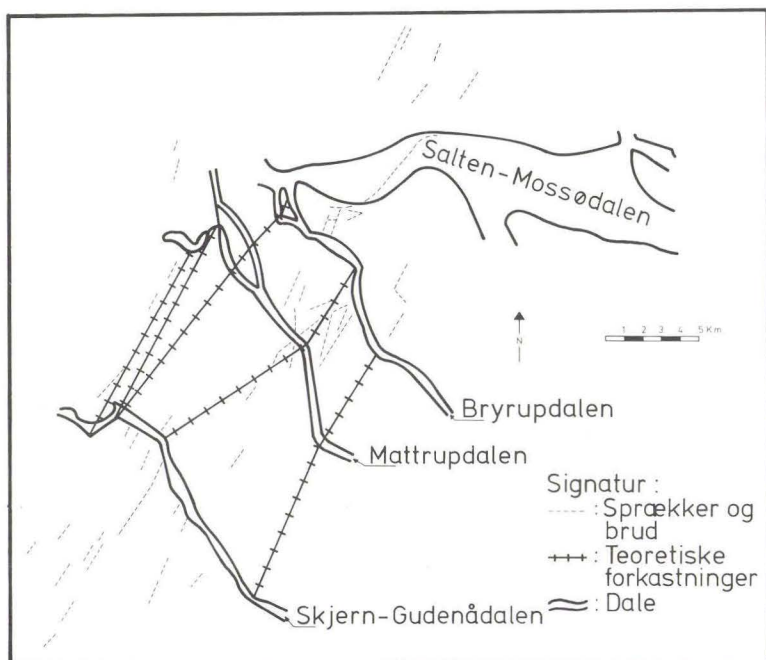


Fig. 3. Kort visende retlinede strukturer betegnet som sprækker og brud, samt forløbet af teoretiske forkastninger.

(fig. 4). De viser sig bl.a. ved, at mange bakker er afgrænset med en markant retlinet skrænt. Skrænterne kan naturligvis være dannet ved smeltevandserosion, men da de også findes på læsiden af smeltevandets bevægelsesretning, kan erosion næppe være hele forklaringen. En anden mulighed er, at de er opstået ved erosion i randparallelle sprækker i isdækket. Den udpræget retlinede form over så lange strækninger er dog usædvanlig for sådanne sprækker, og de følger da heller ikke nogen kendt israndslinie.

De nævnte morfologiske træk lader sig altså ikke tvangsfrit forklare ved glacialgeologiske processer. Derimod synes de at kunne indpasses i en dannelsesmodel, der indebærer tektoniske forskydninger. Man kan forestille sig, at dalenes udseende er fremkommet ved sideværts forskydninger af tre oprindeligt næsten relinede dale. Fig. 5 viser en mulig udvikling af et sådant forkastningssystem. Det skal bemærkes, at samtlige forkastninger kan skabes ved én bevægelse.

En forkastning må rimeligvis slutte et sted, og på dette sted kan man forvente en åbning i landskabet. Åbningen må være lige så stor eller større end forskydningslængden. For de tre dalsystemer er forskydningslængden godt 3000 meter. Nord for de parallelle dale ligger to store dale med søerne



Fig. 4. Reliefkort (Meesenburg 1967).

Salten langsø og Mossø samt Juelsø. Den samlede bredde af disse dale er ca. 5500 meter. Disse dale kan derfor udgøre den forventede åbning i landskabet.

Modelforsøg

For at efterprøve rimeligheden af ovennævnte hypotese er der udført en række modelforsøg. Hertil er benyttet en lav kasse med bundareal ca. 70×70 cm. I den ene halvdel af kassens bund var anbragt en forskydelig plade. Plade og bund blev dækket af et ca. 5 cm tykt lag vådt støbesand. Over sandet anbragtes et håndklæde, hvorefter det hele blev tildækket af ca. 10 cm vådt støbesand. Sandet blev jævnet, og tre streger, symboliserende Bryrupdalen, Mattrupdalen og Skjernå-Gudenådalen, blev tegnet vinkelret på pladens bevægelsesretning. Forsøget blev udført ved et jævnt træk i den forskydelige plade. Godt 20 forsøg udførtes.

I fig. 6 er et forsøgsforløb vist. Af praktiske grunde refereres der i den følgende beskrivelse til at nord er opefter på fig. 6. Det fremgår, at der langs bagkanten af den forskydelige plade opstod 2 smalle sprækker (billede 1), en nordlig svagt buet sprække med den konkave side vendende mod syd, samt syd herfor en mere retlinet øst-vestgående sprække. Ved fortsat træk i den

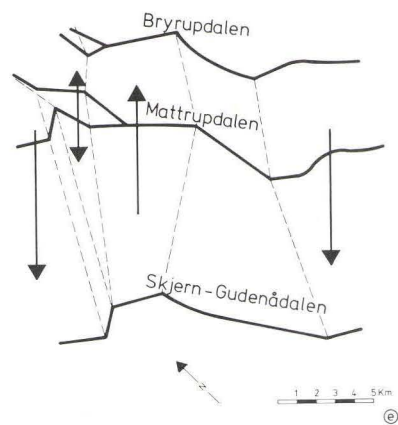
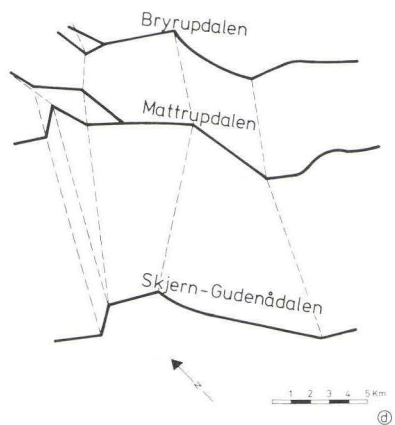
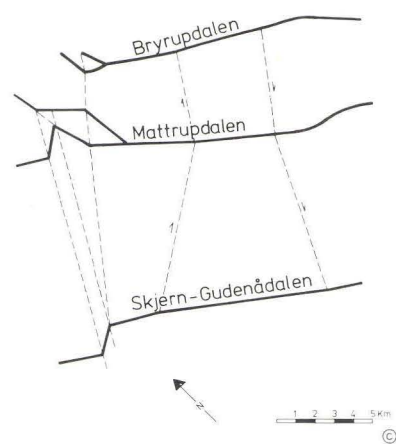
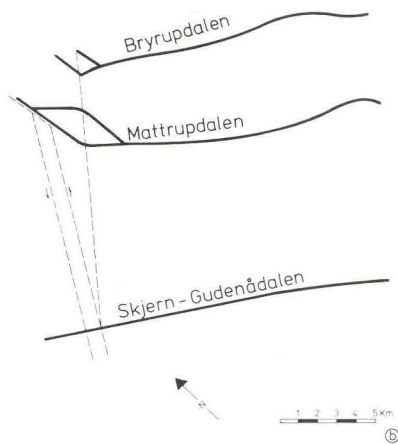
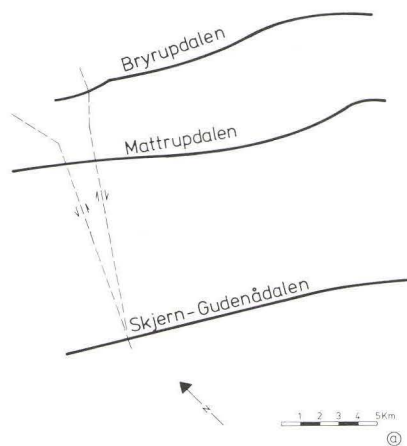


Fig. 5 (a-d). Udviklingsforløbet ved sideværforskydninger af tre oprindeligt næsten retlinede dale. (e) Relative bevægelser ved forskydningerne.

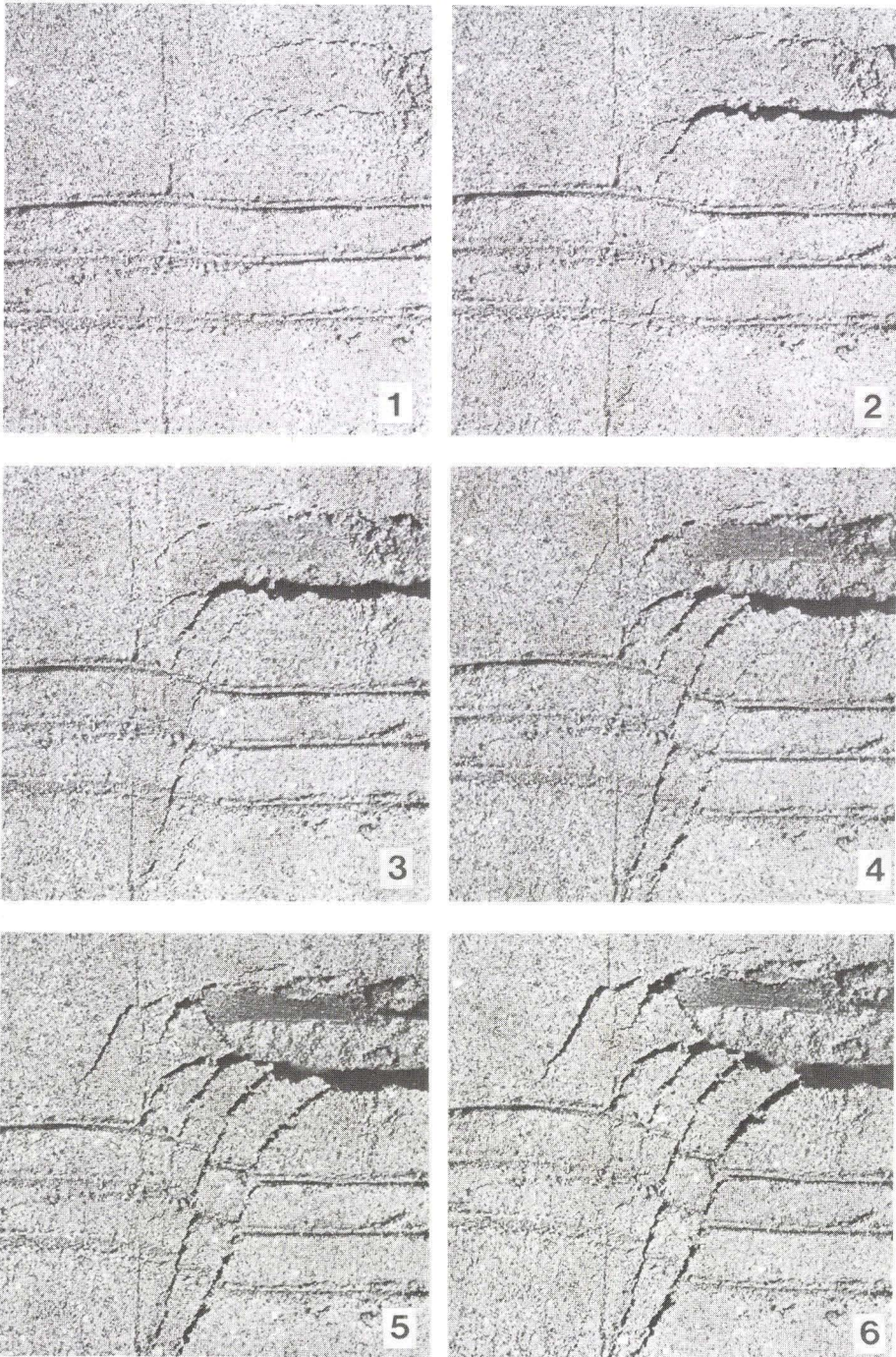


Fig. 6. Udviklingsforløb ved et modelforsøg.

forskydelige plade åbnede sprækkerne sig yderligere, samtidig med at der ved vestenden af den øst-vestgående sprække dannedes en SSV gående sprække med en vinkel på 113° i forhold til øst-vest sprækken (billede 2). Endvidere opstod 2–4 sprækker over vestsiden af den forskydelige plade også med en vinkel på 113° i forhold til øst-vest sprækken. Disse sidste sprækker udviklede sig kraftigt under forsøgets videre forløb, og de havde til sidst en sådan længde, at de strakte sig fra den øst-vestgående sprække hen over den forskydelige plades vestkant til forsøgskassens sydende (billede 3 + 4). Imellem de to sprækker ved bagkanten af pladen var sandet nu skredet sammen med en bred åbning mellem sprækkerne som resultat, og de 3 dale var nu forskudt tydeligt fra deres udgangsposition. Ved forsøgets slutning udvikledes der ved vestenden af den brede åbning flere små sprækker parallelt med 113° sprækkerne (billede 5 + 6). I nogle tilfælde opstod der på dette tidspunkt af forsøgsforløbet nogle øst-vestgående sprækker umiddelbart syd for den brede åbning ved den forskydelige plades bagkant.

Modelforsøg kontra naturen

I en grusgrav ved Voervadsbro kunne der tidligere iagttages en mere end 20 meter høj, øst-vest strygende normalforkastning, adskillende kvartære sandaflejringer på sydsiden fra tertiære sandaflejringer på nordsiden. Forkastningen kunne følges gennem hele graven på en strækning af mere end 200 meter. Retningen af forkastningen svarer til de øst-vest retninger, der i forsøget opstod ved den forskydelige plades sydlige bagkant. Vinklen mellem de på fig. 3 viste sprækker og brud er 107° i forhold til Salten-Mossødalen, det vil sige en meget lille afvigelse fra de 113° , der blev målt ved forsøgene. Der er altså meget stor lighed mellem resultaterne af forsøgene og forholdene i naturen.

Grundvandskemiske forhold

Undersøgelsesområdet ligger i den sydvestlige del af det danske zechsteinbassin. Ved forskydninger i undergrunden kan der være mulighed for opstigning af salt mineralvand i sprækkezonerne. Det er derfor nærliggende at søge opklaret, om der i foreliggende grundvandskemiske data kan findes en yderligere belysning af den ovenfor skitserede model. Med henblik herpå er der på grundlag af DGU's upublicerede basisdatakort 1:50 000 (1214 I Silkeborg, 1214 II Horsens, 1214 III Brande, 1214 III Ikast) over grundvandskemien tegnet et konturkort over kloridkoncentrationen, fig. 7. Herunder har det ikke været muligt at tage hensyn til prøvedybde, da den i mange tilfælde ikke er opgivet.

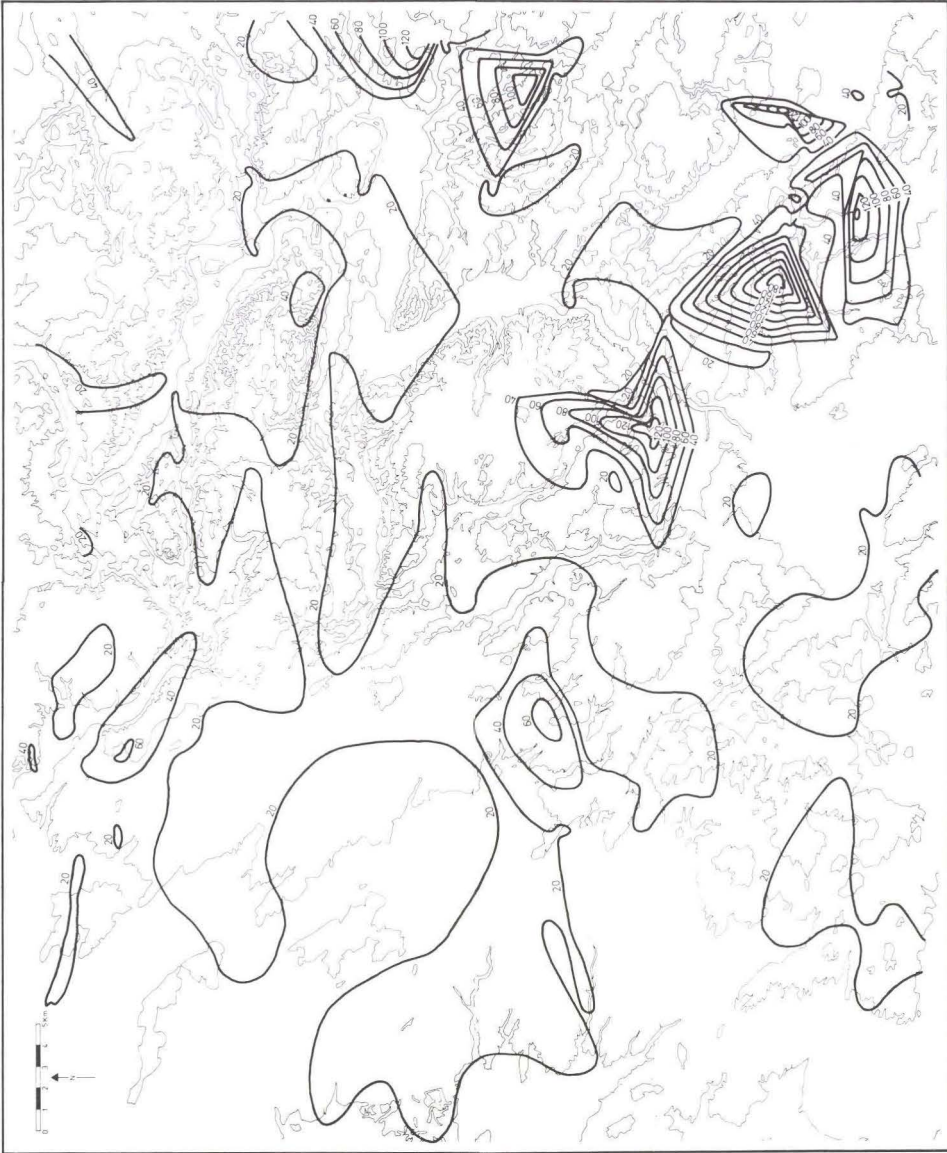


Fig. 7. Konturkort over kloridkoncentrationen. Ækvidistance 20 mg/l.

Kloridindholdet i grundvandet kan stamme fra forskellige kilder. De vigtigste er: Nedbøren, sen- og postglaciale marine aflejringer, for kraftig pumpning nær kysterne, vejsalt og dybere liggende lag. Nedbørens saltindhold falder med afstande til kysten, og da undersøgelsesområdet ligger cen-

tralt i Jylland, regnes dette tilskud for minimalt. Kilder til koncentrationer på mere end 20 mg/l må søges andre steder (A. Villumsen, personlig medd.). Der er ikke sporet forhøjede kloridkoncentrationer langs vejene, vejsalt som kilde udelukkes derfor. Salt fra sen- og postglaciale aflejringer menes kun at have haft indflydelse på grundvandskemen i et mindre område omkring Horsens. Alle andre steder skønnes afstanden til nærmeste kendte aflejring at være for stor. Fraset Horsens-området synes indpumpning af havvand også at kunne udelukkes. Den normale kloridkoncentration for området ligger på ca. 20 mg/l, men flere steder ligger værdierne dog betydeligt højere. Vest for Horsens nås således værdier på 199 mg/l, ved Føvling 134 mg/l, ved Ejer Bavnehøj massivet 120 mg/l og ved Skanderborg en værdi på 138 mg/l. Derudover findes en række steder, hvor værdierne ikke er så høje, men alligevel over områdets grundværdi på 20 mg/l. Nord for Pårup er der målt op til 63 mg/l. Ved Nr. Snede 71 mg/l, ved Gl. Rye 48 mg/l, og nord for Låsby er værdien 43 mg/l.

Forhøjelsen ved Pårup skyldes sandsynligvis, at man her er nær Pårup saltdiapiren. Værdien ved Låsby kan måske sættes i forbindelse med de forstyrrelser i undergrunden, der i forvejen er kendt (Nørlund og Brockamp 1934). Kloridindholdet vest for Horsens fjord kan ses i sammenhæng med en sænkingsstruktur under Horsens fjord (I. Krüger A/S a+b 1976). En op-pumpning af saltvand fra fjorden kan dog heller ikke udelukkes. De øvrige høje værdier kan ikke sættes i forbindelse med tidligere beskrevne fænomener i undergrunden. I de store dale ligger kloridkoncentrationen mange steder under 20 mg/l. Dette kan skyldes de store mængder ferskvand, der til stadighed gennemstrømmer dalene. En eventuel opstigning af saltvand fra undergrunden vil derfor blive stærkt opblandet med ferskvand, med en fortynding af kloridindholdet til følge.

Ved en betragtning over den geografiske fordeling af de forhøjede kloridkoncentrationer ses, at områderne fraset Låsby forhøjelsen ligger på tre næsten rette linier. En linie går i ØSØ-VNV-lig retning fra Horsens over Føvling til Nr. Snede. En anden linie løbende i NNØ-SSV-lig retning går fra Skanderborg over Ejer Bavnehøj massivet til Horsens. Den tredje linie går parallelt med den første linie fra Skanderborg over Gl. Rye til Pårup. Derudover viser kloridværdierne indenfor Føvling koncentrationen en NNØ-SSV-lig retning.

Aldersspørgsmålet

Hvis man som forfatterne mener, at de foran nævnte indikationer er stærke nok til at man kan antage tilstedeværelse af tektoniske bevægelser som medvirkende årsag til daldannelsen i Midtjylland, så må det næste spørgsmål

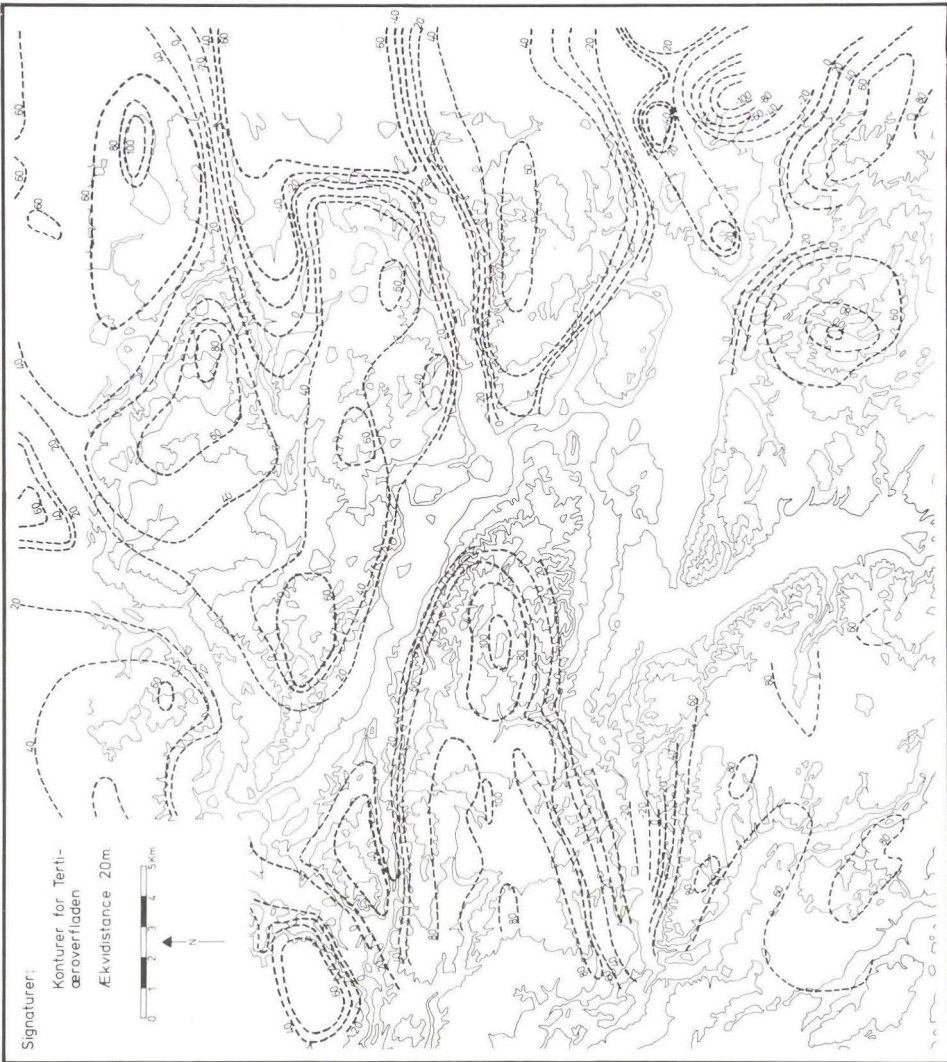


Fig. 8.

naturligt være: Hvornår kan bevægelserne være foregået? Spørgsmålet søges belyst i det følgende.

En stor del af det midtjyske landskab kan anses som et noget uregelmæssigt, dalfuret plateau. I landskabet udenfor dalene møder man højtliggende prækvartær i form af miocænt kvartssand og glimmerler med underordnede forekomster af brunkul, medens prækvartæret i dalene ligger dybt, tildækket af tykke kvartærlag, jvf. kortet fig. 8, fremstillet af cand. scient.

Inga Sørensen, lab. for geofysik, Geologisk Institut, Aarhus, på grundlag af oplysninger fra Danmarks geologiske Undersøgelses borearkiv.

Det forhold, at dalene skærer sig ned i den miocæne undergrund, må betyde, at de er dannet efter miocæn. Enkelte observationer kan føre os endnu nærmere på en tidsfæstelse.

Ved Bryrup har Aarhus amts vejvæsen udført en række boringer i dalbunden. I en del af boringerne findes et ca. 1 m mægtigt lerlag i et niveau omkring kote + 50 m. Ved udtegnning af højdekurver for underkanten af dette lerlag får man indtryk af en meanderende rende indenfor Bryrupdalen. En prøve af lerlaget er pollenanalyseret af statsgeolog, dr. phil. Svend Th. Andersen, Danmarks geologiske Undersøgelse med følgende resultat: Indholdet af prækvartære pollen er stort (40%); det øvrige pollenindhold kan godt stamme fra holstein-interglacialtiden, men det kan også være omlejret; aflejringsalder kan ikke afgøres med sikkerhed. I en anden prøve fra samme lerlag har cand. scient. E. M. Friis, Geologisk Institut, Aarhus, fundet frø af vandbregnen *Azolla* sp.; bevaringstilstanden lader formode, at frøene er uomlejrede. Da *Azolla* ikke kendes fra NV-Europa efter holstein (Bertelsen 1973), må lerlaget og dermed Bryrupdalen være af holstein alder eller ældre.

I en grusgrave ved Asklev N for Saltendalen er flg. lagserie iagttaget: Øverst 2 m moræne; derunder 0–2 m smeltevandssand, hvilende på morænesand med en tydelig podsoludvikling i toppen; morænesandet overlejrer en større serie af smeltevandssand. Asklev ligger på et NV-SØ orienteret bakketrøg, som kan antages oprindeligt at have været sammenhængende med det højtliggende terræn omkring Ottehøje. Bakkedragets NV-SØ orientering genfindes i mange andre bakkesystemer i Midt- og Østjylland. Vorre-Røved-Galten ryggen S for Randers er et sådant bakkedrag; alderen af dette antages at være saale (Larsen *et al.* 1977). Asklev-Ottehøje bakkedraget kan ligeledes antages at være dannet i saale. Podsoljorden i Asklev er søgt pollenanalytisk dateret, men da der kun fandtes enkelte pollenkorn, som tilmed var stærkt korroderede, lykkedes det ikke. Selvom en egentlig datering således ikke foreligger findes det ud fra lejringsforholdene rimeligt at antage, at podsolprofilen er udviklet i eem-interglacialtiden.

Asklev-Ottehøje bakkedraget gennemskæres af Salten dalen, og dalen må derfor antages at være yngre end bakkedraget, d.v.s. formentlig yngre end saale.

Af ovenstående er fremgået, at Bryrupdalen, og med denne formentlig også Matrupdalen og Skjernå-Gudenådalen, er ældre end saale, medens Salten-Mossø dalen ser ud til at være dannet efter saale. Bryrupdalen kan altså udmærket have eksisteret før Salten-Mossødalen opstod, hvilket netop forudsættes i det forklaringsforsøg, der er fremlagt i det foregående.

Såfremt tektoniske bevægelser har spillet den rolle ved daldannelsen i Midtjylland, som den fremsatte forklaring går ud på, så må disse bevægelser formentlig have gjort sig gældende i videre regional sammenhæng. Den mulighed foreligger, at Kattegats dannelse indgår som et led i det tektoniske begivenhedsforløb. I Skærumhede boringen hviler 20 m glaciale aflejringer indeholdende baltiske blokke (Jessen *et al.* 1910) på skrivekridt. De glaciale lag antages dannet i saale (Larsen *et al.* 1977). Over disse aflejringer findes en 180 m tyk lagserie fra eem og weichsel (Bahnson *et al.* 1974). At der kun findes en så relativ lille mægtighed af kvartære aflejringer ældre end eem, kan skyldes, at Nordjylland på daværende tidspunkt var højtliggende. De store mægtigheder af aflejringer fra eem og weichsel synes derimod at vise, at området nu indtog en dybereliggende position. Rimeligvis har vi i dette spor af en tektonisk indsynkning, som markerer Kattegats dannelse, en indsynkning, som tidsmæssigt udmærket kan tænkes at sammenfalde med de bevægelser, som øjensynlig har gjort sig gældende i det her behandlede midtjyske område.

Afsluttende bemærkninger

Det her fremlagte emne må nok anses for noget kontroversielt, idet der ikke er tradition for at tillægge tektoniske begivenheder væsentlig betydning i dansk kvartærgeologi. Forfatterne mener ikke, at der med denne fremlæggelse er ført endeligt bevis for, at daldannelsen i Midtjylland er foregået som her skitseret, men mener samtidig, at der er fremdraget så væsentlige indicier, at emnet fortjener en seriøs debat.

Afslutningsvis skal bemærkes, at ung tektonik øjensynlig er noget man må regne med også i denne del af verden, jvf. Lundqvist og Lagerbäck (1976) og Lagerbäck (1977) som i Sverige har påvist en 150 km lang forkastning, som har været virksom i senglacial tid. Ligeledes sandsynliggør Lagerlund (1977), at der også i Skåne er sket forskydninger i samme tidsrum.

Litteratur

- Andersen, H. L. 1972: Viborgegnens tunneldale. – Museerne i Viborg amt, 2, 10–15.
- Bahnson, H., Petersen, K. S., Konradi, P. B. og Knudsen, K. L. 1974: Stratigraphy of Quaternary deposits in the Skærumhede II boring: lithology, molluscs and foraminifera. – Danm. geol. Unders., Årbog 1973, 27–62.
- Bertelsen, F. 1973: *Azolla* species from the Pleistocene of the central North Sea area. – Grana 12 (3), pp. 131–145.
- Berthelsen, A. 1972: Flod-, fjord- og tunneldale. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1971, 101–104.

- Hansen, K. 1958: Landskabsudviklingen i Himmelbjergegnen. – Meddr dansk geol. Foren., 13, 542–545.
- Hansen, K. 1971 a: De miltherske spaltedale i Jylland. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1970, 47–73.
- Hansen, K. 1971 b: Tunnel valleys in Denmark and Northern Germany. – Bull. geol. Soc. Denmark, 20, 295–306.
- Hansen, K. 1975: The Salten Valley. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1974, 5–24.
- Hansen, K. 1977: Developmental history of the River Gudenå, Denmark. – Bull. geol. Soc. Denmark, 26, 237–250.
- Harder, P. 1908: En østjysk israndslinje og dens indflydelse på vandløbene. – Danm. geol. Unders., II række, 19.
- Jessen, A., Milthers, V., Nordmann, V., Hartz, N., Hesselbo, A. 1910: En boring gennem de kvartære Lag ved Skærumhede. – Danm. geol. Unders. II række, 25, 175 p.
- Krüger, J. A/S 1976 a: Vandplanlægningsafd. – Rapport over hydrologisk kortlægning af et område ved Horsens. Den vestlige $\frac{2}{3}$ af 1214 II.
- Krüger, J. A/S 1976 b: Vandplanlægningsafd.: N. Bull, R. Kallesøe, Henrik Kærgaard: Rapport over hydrologisk kortlægning af et område ved Horsens. Den østlige $\frac{1}{3}$ af 1214 II + vestlige $\frac{1}{3}$ af 1314 III.
- Larsen, G., Jørgensen, F. H., Priisholm, S. 1977: The stratigraphy, structure and origin of glacial deposits in the Randers area, eastern Jutland. – Danm. geol. Unders., række II 111, 36 p.
- Lagerbäck, R. 1977: Unga rörelser i svenska urberget. – Forskning och Framsteg 2, pp. 7–14. Solna.
- Lagerlund, E. 1977: Förutsättningar för moränstratigrafiska undersökningar på Kullen i nordvästskåne – teoriutveckling och neotektonik. – Thesis 5, Lunds Universitet.
- Lundquist, J. og Lagerbäck, R. 1976: The Pärve Fault: A late glacial fault in the Precambrian of Swedish Lapland. – Geologiska Föreningens i Stockholm Förh., 98, 45–51.
- Madirazza, I. 1968: An interpretation of the Quaternary morphology in the Paarup salt dome area. – Meddr dansk geol. Foren., 18, 241–243.
- Madirazza, I. 1977: Zechstein bassinet og saltstrukturer i Nordjylland med særligt henblik på Nøvling og Paarup. – Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1976, 57–68.
- Milthers, V. 1916: Spaltedale i Jylland. – Danm. geol. Unders., række IV, 1(3), 16 P.
- Milthers, V. 1939: Beskrivelse til det geologiske Kortblad Brande. – Danm. geol. Unders., I række, 18.
- Milthers, V. 1948: Det danske Istidslandskabs Terrænformer og deres Opståen. – Danm. geol. Unders., række III, 28, 234 p.
- Nørlund, N. E. og Brockamp 1934: Deismische Feldarbeiten in Dänemark. – Institut Geodesique de Danemark. Memoires 3^e serie. Toure 2, 48 pp.
- Ussing, N. V. 1903: Om Jyllands Hedesletter og Teorien for deres Dannelse. – Oversigt kgl. danske Vidensk. Selsk. Forhandl. 2: 99–164.
- Ussing, N. V. 1907: Om Floddale og Randmoræner i Jylland. – Overs. o. Det kgl. danske Vid. Selsk. Forh. 1907, 4, 161–213.

The Lower Jurassic of the Dansk Nordsø 0–1 boring, Central Trough

Olaf Michelsen



A contribution to
PROJECT
TORNQUIST
(IGCP Accession
Number 86)

Michelsen, Olaf: The Lower Jurassic of the Dansk Nordsø 0–1 boring, Central Trough. *Danm. geol. Unders., Årbog 1977*, pp. 77–87. København, 23. oktober 1978.

The first Lower Jurassic series from the Danish part of the Central Trough is described. The biostratigraphic analyses based on the ostracod faunas refer the series to lower Upper Sinemurian, Lower Sinemurian, and Hettangian. Lithostratigraphically the series is compared with the Fjerritslev Formation in the Danish Subbasin.

Only a few lower Jurassic sequences from the central North Sea have been published (Rhys 1974, Michelsen 1976, Deegan & Scull 1977). The series from the Dansk Nordsø 0–1 boring is the first to be published of a few series known from the Danish part of the Central Trough. Since it is the only sequence released for publication, the present paper will primarily deal with the biostratigraphical identification of the Lower Jurassic sequence. The lithology and lithostratigraphy will only be treated briefly. When further borings are released a more thorough study of the lithostratigraphy, depositional environment, and basinal analysis will be described.

The Dansk Nordsø 0–1 boring is located in the southeastern margin of the Danish Central Trough which is a block faulted structural feature. The Jurassic series is relatively thin partly due to the occurrence of a Triassic structure (probably a Keuper salt structure) and partly due to Kimmerian movements (see fig. 2). To the northwest the Jurassic is more than 3000 m, near the Dansk Nordsø E-1 and H-1 borings. It seems mainly to be the Upper Jurassic Kimmeridge Clay which is thinner in the 0–1 boring. Furthermore, in this boring there is a large unconformity at the base of the Middle Jurassic.

The Dansk Nordsø 0–1 was drilled in the period 1972–10–09 to 1973–01–13, ca. 17 km southeast of the Dan Field, on the position 55°22' 01.8''N and 05°19' 19.4''E. The elevation of the kelly bushing was 92' (28 m).

In the present paper the depths given in metres indicate the depth below sea level, and the depths in feet the depth below kelly bushing. Depth figures in feet are only used when referring to cuttings samples since this is the original labelling.

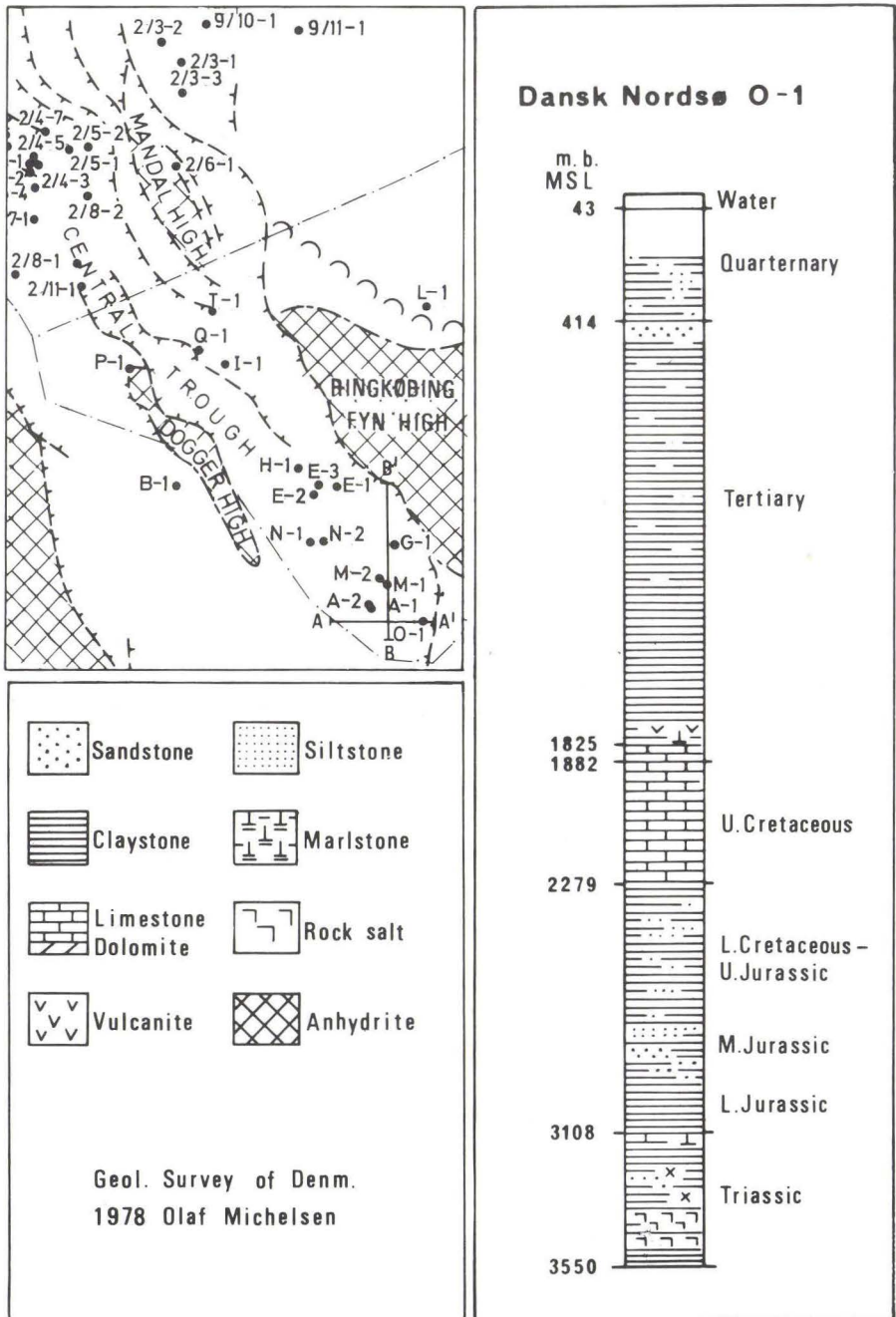


Fig. 1.

Lithostratigraphy and lithology

For description of the sediments cuttings samples taken at 10 feet interval are used. The characterizing and subdivision of the series are based on this description and on interpretation of petrophysical measurements such as gamma ray, interval transit time, neutron porosity, density, and dipmeter logs as described by Priisholm & Michelsen 1978.

Stratigraphically situated below the Kimmeridgian and Oxfordian series, known from other borings such as Dansk Nordsø E-1 and G-1 (see Rasmussen 1978), is found the following succession:

2731–2843 m	Claystone, grey to brownish grey, and silt/sandstone, often yellowish grey, with intercalations of coal beds.
2843–2968 m	A variegated series of interbedded claystone and silt/sandstone.
2968–3107 m	Claystone, shaly, dark grey to greyish black, slightly calcareous, with pyrite and megafossils. In the lower part occurs brownish grey claystone. 3028–3107 m: With thin marlstone beds and slightly silty beds.
Below 3107 m	Claystone (at deeper levels reddish brown), limestone, marlstone, and deeper in the sequence anhydrite.

This succession is comparable with known series in the Danish Subbasin. The mainly arenaceous series with coal beds has been roughly determined to Middle Jurassic by preliminary palynological investigations (Finn Bertelsen, pers. comm.). No foraminifera or ostracods are known with certainty from this series. The underlying dark grey claystone series (2968–3107 m) is stated below to be of Lower Jurassic age. The series below 3107 m has been proved to be of Triassic age by studies of the palynology and the ostracod faunas (Finn Bertelsen and the present author).

The Lower Jurassic series, 2968–3107 m, is known from other borings not yet released for publication. It is a distinct formation which can easily be recognized from boring to boring. It is characterized by relatively uniform gamma ray and interval transit time curves (fig. 3). Taken together with neutron porosity and density curves it is demonstrated as an almost clean clay formation. The dipmeter measurements show the formation as uniformly bedded and with a higher structural dip than the formations above.

Mainly on the basis of the petrophysical measurements the formation can be subdivided into two members: Member A, 3028–3107 m, and member B, 2968–3028 m. Member A shows upwardly decreasing gamma ray and interval transit time values. Furthermore, it may be subdivided into two subunits, with a nervous interval transit time curve in the lower one and a uniform

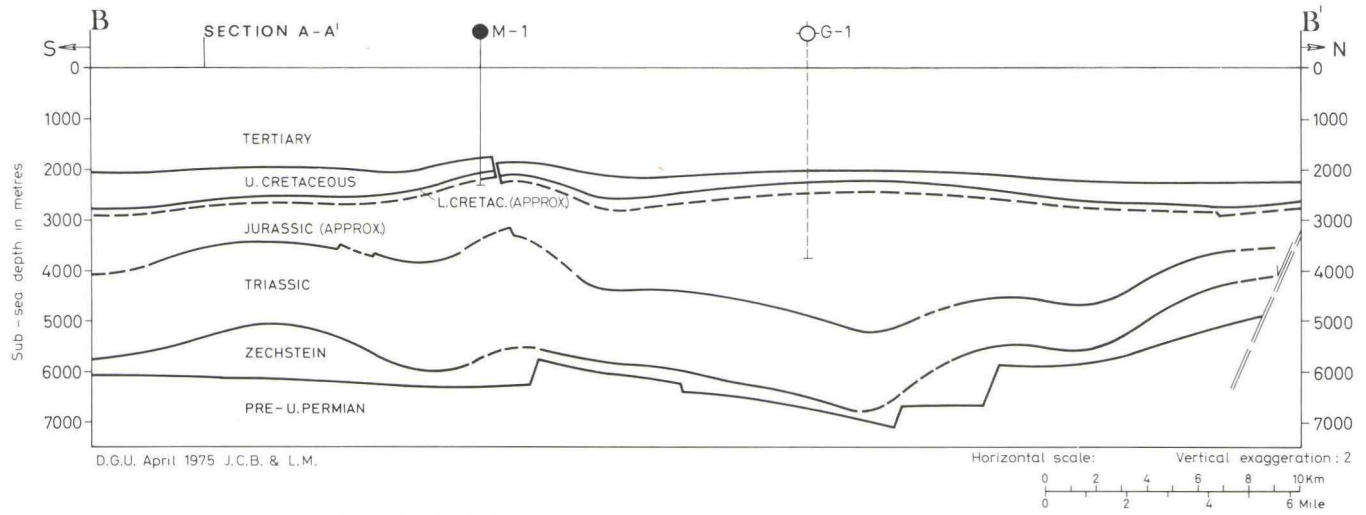


Fig. 2 a. For location of this section (B-B¹) see the map fig. 1.

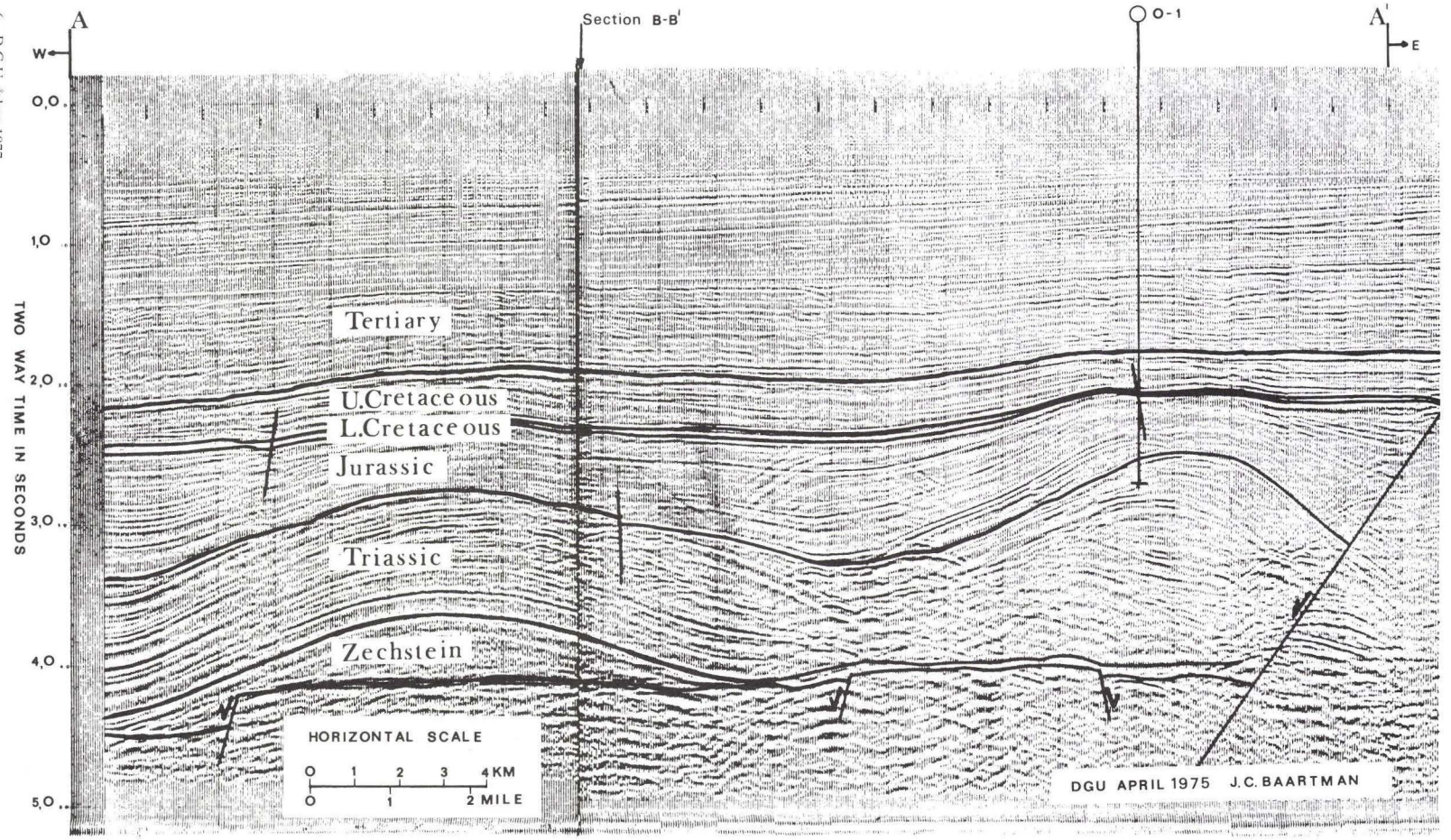


Fig. 2 b. For location of this section (A-A¹) see the map fig. 1.

curve in the upper one. Lithologically, member A is distinguished by the scattered occurrence of marlstone and slightly silty beds. Member B is distinguished by very regular petrophysical measurements representing a uniform, clean claystone series.

The lower and upper boundaries of the formation are easily recognised by the interval transit time curve with the characters demonstrated in the section, fig. 3. In the cuttings samples the dark grey claystone differs distinctly from the overlying greenish and brownish claystone as well as from the underlying brownish grey, and often soft, claystone.

The formation has only been penetrated by a few borings, but from the seismic records it seems to be present in major parts of the Central Trough area.

A final status of the formation has not yet been evaluated as further studies in more borings are needed. The series present in the Dansk Nordsø 0–1 boring is comparable to the lower part of the Fjerritslev Formation, to the member F–Ia and lower part of F–Ib (Michelsen 1978). Member F–Ia is characterized by distinct silty beds and limestone beds demonstrated by pronounced deflections on the interval transit time curve, whereas member A include less clear interbedding of claystone, siltstone, and marlstone. Member B and member F–Ib both seem to have the same character. Studies of the ostracod faunas have shown the transitions between member A/B and member F–Ia/b to be of Lower Sinimurian age (placed uppermost in the *O. aspinata* Zone, see below).

Biostratigraphy

The biostratigraphy is based on analyses of the ostracod faunas. For synonyms of the ostracod species see Michelsen 1975. The specimens are picked out from the fraction 1.0–0.1 mm of most of the cuttings samples. Of the remaining cuttings samples the fraction 0.5–0.1 mm is used. The number of specimens picked out range between 30 and 160, – in the four uppermost samples less than 30 owing to cavings from the overlying, non-fossiliferous sequence. The methods for disintegration and washing of the samples are described in Michelsen 1975, p. 12.

The ostracod faunas found subdivide the sequence into two main assemblage zones, the upper one comprising the interval 9840'–9960' (2971–3008 m) and the lower one 9960'–10287' (3008–3107 m). The lower boundary (10287') is determined by means of lithostratigraphical methods. The uppermost occurrence of Triassic ostracods (*Emphasisia* spp.) is found in the sample 10390'–10400' (3139–3142 m). Above this depth the number of Lower Jurassic ostracods increases to a maximum at 10240' (3093 m). As this

change in faunal density may be due either to the primary density or to cavings of fossiliferous sediments into an interval of non-fossiliferous sediments it was decided to use the mentioned lithostratigraphical boundary.

The biostratigraphical subdivision of the series can be referred to ostracod zones erected in the Danish Subbasin, to the *Ogmoconchella aspinata* Zone and the *Ogmoconchella danica* Zone (Michelsen 1975). Furthermore, indications are found of the presence of the *Cristacythere betzi* – *Cristacythere crassireticulata* Zone (see below).

The *O. danica* Zone comprises the interval 9840'–9960' (2971–3008 m). The fauna is rather poor in species and specimens. The index species is only found in one sample, whereas *Kinkelinella (Klinglerella) triebeli* (Klingler & Neuweiler 1959) is the dominating species in the entire series. *K. (Klinglerella) bipartita* (Klingler & Neuweiler 1959) and *K. (K.) multicostata* (Klingler & Neuweiler 1959) are found in the upper part of the series, whereas *Acrocythere gassumensis* Michelsen 1975, *Pseudomacrocypris subtriangularis* Michelsen 1975, and *K. (Klinglerella) vulgaris* (Klingler & Neuweiler 1959) are found in the lower part. The succession of species refers the interval to the lower Upper Sinemurian, the ammonite zones: *obtusum* Zone and *turneri* Zone (Lias Beta Ia-b sensu Hoffmann 1960).

The occurrence of *Progonoidea reticulata* (Klingler & Neuweiler 1959) in the sample 9940'–9950' (3002–3005 m) indicates the presence of the *P. reticulata* Subzone and refers the interval 3002–3008 m with certainty to the *turneri* Zone.

The *C. betzi* – *C. crassireticulata* Zone may be present in the series since three specimens of *Cristacythere betzi* (Klingler & Neuweiler 1959) are found in the middle of the underlying *O. aspinata* Zone. The occurrence of this species is considered to be due to cavings from the uppermost part of the *O. aspinata* Zone or from a thin series with the *C. betzi* – *C. crassireticulata* Zone above that zone.

The *O. aspinata* Zone comprises the interval 9960'–10287' (3008–3107 m). The fauna is rich in species and specimens which is a characteristic feature of the zone, and it is characterized by the species *Ogmoconchella aspinata* (Drexler 1958), *O. telata* (Drexler 1958), *Ogmoconcha hagenowi* Drexler 1958, *Pseudohealdia nasuta* (Drexler 1958), *Pseudomacrocypris subtriangularis* Michelsen 1975, and *Kinkelinella (Klinglerella) medioreticulata* (Michelsen 1975). *O. aspinata* and *O. hagenowi* dominate throughout the zone. In the upper part of the zone the following species occur scattered: *Nanacythere (Goniocythere) elegans* (Drexler 1958), *N. (G.) paracostata* Michelsen 1975, and *N. (G.) circumcostata* Michelsen 1975.

The upper boundary of the zone is based on the occurrence of *O. hagenowi*. *O. aspinata* is not found in the sample interval 9960'–9980', but the occurrence of *Isobrythocypris* aff. *elongata* (Blake 1876) *sensu* Michelsen 1975 and *P. nasuta* is the basis for referring this interval to the zone.

The lower boundary is based on lithostratigraphical evidences (see above).

In the Danish Subbasin the *O. aspinata* Zone can be subdivided into two subzones referred to Lower Sinemurian and Hettangian respectively. The upper subzone differs from the lower by having a higher faunal diversity and density, and by a rather frequent occurrence of the subgenus *Nanacythere* (*Goniocythere*) Michelsen 1975. Such characters are less clear in series represented by cuttings samples. However, in the present series a corresponding subdivision seems to be present with a boundary at the depth 10100' (3050 m). The maximum density and diversity is found in the sample interval 10050'–10100', and the *N. (Goniocythere)* species decrease relatively in number below the depth 10100'. Furthermore, *O. hagenowi* decreases in number below 10150'. The latter species is not found in the lower half of the lower subzone (cf. Michelsen 1975, text-fig. 2 and p. 231). The species *O. aspinata* is here found as two morphospecies. The typical, subtriangular form is frequent below the depth 10050'. Above this depth dominates a more elongated and oval form which is not known from the Danish Subbasin. In South Germany corresponding morphotypes are known from Hettangian and Lower Sinemurian respectively (Drexler 1958).

Conclusions

For evaluation of the faunal affinities and communication the present faunas have been compared to faunas published by Dreyer 1965, Drexler 1958, Lord 1971, Donze 1966, 1967, 1968, and Viaud 1963. Furthermore a number of samples have been investigated from the localities Osterfeld and Sehnede (Germany), Rugby (England). Comparisons with faunas from the localities around the North Sea, including Danish onshore localities, have not shown any significant affinities with the faunas described above. However, the faunas from the Dansk Nordsø 0–1 boring show greater influence from the south than do the faunas from the Danish onshore area (see Michelsen 1975). By their inclusion of species such as *Ogmoconchella telata* and *Pseudohealdia nasuta* in pronounced numbers and the two morphotypes of *Ogmoconchella aspinata*, the faunas differ slightly from the Danish onshore fauna and show a higher affinity to the South German region.

The stratigraphical analyses indicate that marine sedimentation started early in the Lower Jurassic in the Central Trough area. The sediments and the rhythm of sedimentation can be correlated closely with that known from

DANSK NORDSØ 0-1

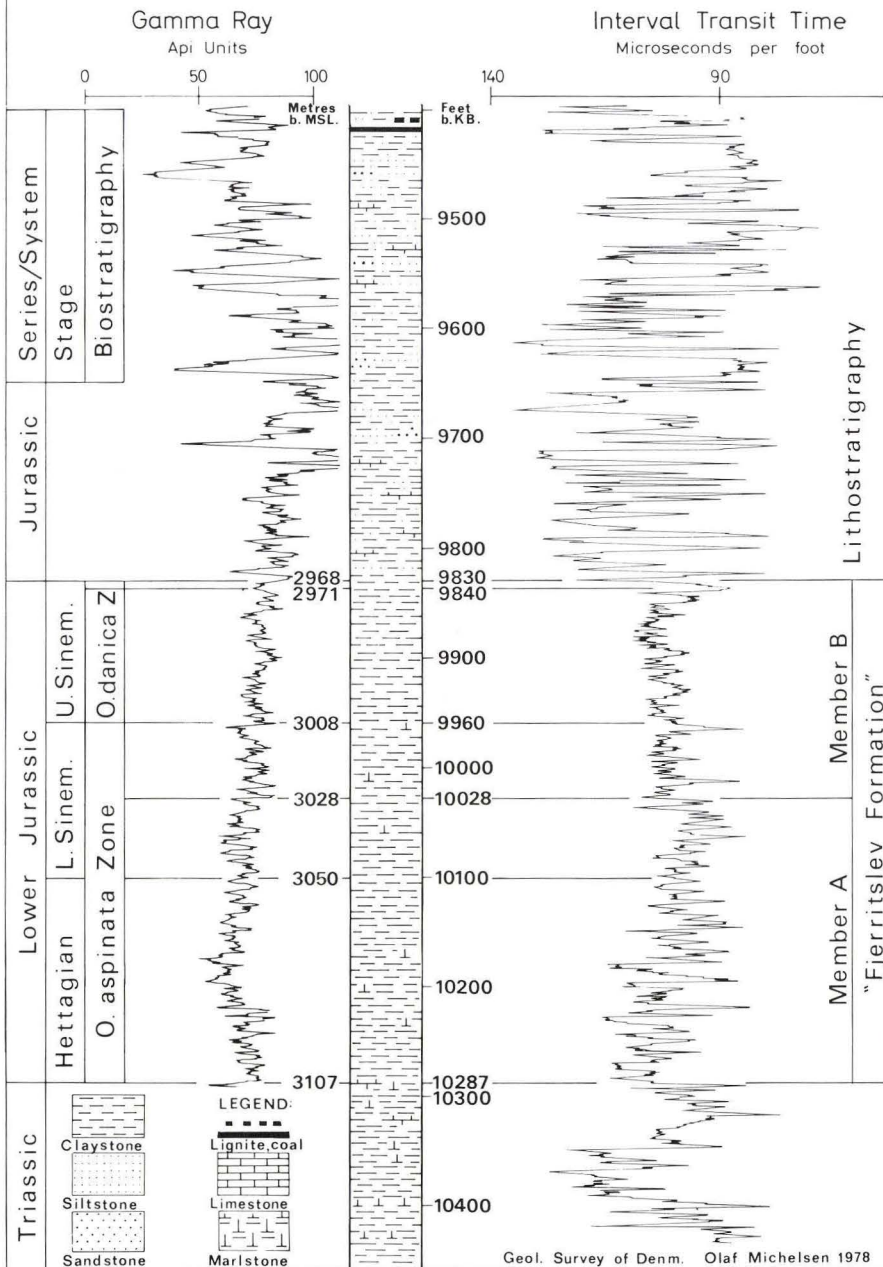


Fig. 3.

the Norwegian-Danish Subbasin (cf. Michelsen 1978), from the area close to the Vestland Arch (cf. Deegan & Scull 1977, fig. 26), and from the East Shetland Basin (Younge *et al.* 1975, fig. 7). The sedimentation seems to have taken place under equal eustatic control in a large area and the Ringkøbing–Fyn High was not a source area during the Lower Jurassic (cf. Michelsen 1978). This interpretation is supported by the above-mentioned indication of a missing faunal barrier.

The unconformity between the Lower Jurassic (Upper Sinemurian) and the Middle Jurassic sequences can be correlated with corresponding unconformities elsewhere in the North Sea area, e.g. at the northern border of the Ringkøbing–Fyn High (see Michelsen 1978). It is thought to be due to regional uplift of the area at the end of Lower Jurassic and subsequent erosion of the upper part of the Lower Jurassic sequence. The change of structural dip from this series to the overlying Middle and Upper Jurassic series may be due to tilting of the blocks. After sedimentation of deltaic sediments in the Middle Jurassic a pronounced subsidence of the trough took place in the Upper Jurassic with deposition of very thick series of marine claystone.

Dansk sammendrag

Den nedre jurassiske lagserie er beskrevet fra boring Dansk Nordsø 0–1, der er beliggende i Central Trough (fig. 1).

Overlejrrende øvre triassiske sedimenter findes marine lersten og skifre, der såvel ved sedimentkaraktererne som ved sedimentationsrytmen kan sammenlignes med den nedre jurassiske Fjerritslev Formation i det Norsk-danske Bassin. Lagserien inddeles uformelt i to members, A og B, der kan korreleres med de tilsvarende members F–Ia og F–Ib i nævnte bassin. Den overlejres af mellem jurassiske deltaiske sedimenter.

På grundlag af analyser af ostracodfaunaerne kan lagserien henføres til nedre del af nedre jura, øvre sinemurien og nedre sinemurien – hettangien (fig. 3).

Undersøgelser af såvel sedimenter som ostracodfaunaer tyder på at sedimentationen har fundet sted i eet stort sammenhængende aflejringsområde, inklusive det Norsk-danske Bassin. I slutningen af nedre jura perioden hævdes Ringkøbing–Fyn Højderyggen samtidig med at en generel hævnning af Nordsø området fandt sted og en påfølgende erosion fjernede den øvre del af nedre jura lagserien. Målinger af laghældninger viser en tiltning af lagene ved overgangen mellem nedre og mellem jura.

References

- Deegan, C. E. & Scull, B. J. 1977: A standard lithostratigraphic nomenclature for the Central and Northern North Sea. – Inst. geol. Sc., Report 77/25, 36 p.
- Donze, P. 1966: Ostracodes de l'Hettangien entre Aubenas et Privas (Ardeche). – Trav. Lab. Geol. Univ. Lyon, N.S., 13, pp. 121–139.
- Donze, P. 1967: Les ostracodes du sondage de Laneuveville-Devant-Nancy (Lotharingien de la région type). – Sciences Terre, XII, pp. 71–92.

- Donze, P. 1968: Espèces nouvelles d'Ostracodes du Lias inférieur normand. – Bull. Soc. Linnéenne de Normandie, 10. Ser., 9, pp. 78–87.
- Drexler, E. 1958: Foraminiferen und Ostracoden aus dem Lias α von Siebeldingen/Pfalz. – Geol. Jb., 75, pp. 475–554.
- Dreyer, E. 1965: Mikrofossilien des Rät und Lias von SW-Brandenburg. – Jb. Geol., 1, pp. 491–531. Berlin 1965 (1967).
- Lord, A. 1971: Revision of some lower Lias Ostracoda from Yorkshire. – Palaeontology, 14 (4), pp. 642–665.
- Michelsen, O. 1975: Lower Jurassic biostratigraphy and ostracods of the Danish Embayment. – Danm. geol. Unders., II. række, 104, 287 p.
- Michelsen, O. 1976: Kortfattet oversigt over de geologiske forhold i den danske del af Nordsøen. – Danm. geol. Unders., Årbog 1975, pp. 117–132.
- Michelsen, O. 1978: Stratigraphy and distribution of Jurassic deposits in the Norwegian-Danish Basin. – Danm. geol. Unders., Ser. B, 2, 35 p.
- Priiholm, S. & Michelsen, O. 1978: The use of porosity logs in lithology determination, lithostratigraphy and basin analyses. – Danm. geol. Unders., Årbog 1977, pp. 89–100.
- Rasmussen, L. B. 1978: Geological aspects of the Danish North Sea sector. With a report on the wells Dansk Nordsø E-1, E-2, F-1, G-1, H-1, I-1, J-1, and K-1. – Danm. geol. Unders., III. række, 44, 85 p.
- Rhys, G. H. 1974: A proposed standard lithostratigraphic nomenclature for the southern North Sea and an outline structural nomenclature for the whole of the (UK) North Sea. – Inst. geol. Sc., Report 74/8, 14 p.
- Viaud, J. 1963: Les Ostracodes des principaux bassins liasiques français. – Unpubl. Thesis. Paris.
- Younge, B., Myrland, R., Taylor, H. & Ruble, C. L. 1975: A preliminary report from the Jurassic stratigraphic nomenclature subcommittee in Norway. – NPF-Jurassic Northern North Sea Symposium, Stavanger 28–30 Sept. 1975, pp. 19/1–14.

The use of porosity logs in lithology determination, lithostratigraphy and basin analyses

Søren Priisholm and Olaf Michelsen

Priisholm, Søren and Michelsen, Olaf: The use of porosity logs in lithology determination, lithostratigraphy and basin analyses. *Danm. geol. Unders., Årbog 1977*, pp. 89–100. København, 23. oktober 1978.

In the oil industry logging service companies have developed refined tools for measuring porosity and methods for determining the complex lithology of drilled rock sequences. The method of using porosity logs, the neutron porosity and bulk density logs, in combination with gamma ray and interval transit time (sonic) logs in lithological interpretation is demonstrated. Properly calibrated and scaled, the logs can be used to distinguish the lithology of single beds and rock successions. These can be correlated from well to well within a basin. Log responses comparable to rock successions found in the Norwegian-Danish Basin are used and illustrate the use of logs to erect lithostratigraphical units and for basin analyses.

Over the years there has been a need to supplement the information gained through cutting and core analyses with petrophysical borehole measurements in order to distinguish the lithology and stratigraphy of the rock sequences drilled. The petrophysical properties of the rocks are measured by logging tools; by comparing the different responses of the tools, the lithology can often be determined with good accuracy.

From the older wells in the Danish area the petrophysical measurements are restricted to self potential, resistivity, and gamma ray recordings. In newer wells the above mentioned logs are supplemented with the borehole compensated sonic log and the compensated neutron formation density log (log and tool names according to Schlumberger Ltd.). These were originally constructed for measuring porosity, achieved by making the logging tools sensitive to lithology, and as such they have become a powerful tool in geological interpretation.

Methods

The tool most commonly run in deep wells by oil industry service companies is the borehole compensated sonic log with gamma ray and interval transit

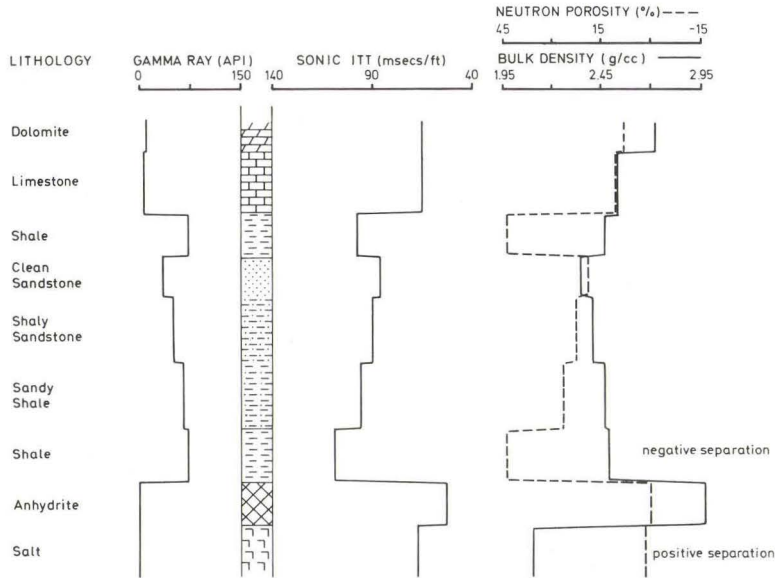


Fig. 1. Diagrammatic example of the response of borehole compensated sonic log and compensated neutron formation density log.

time logs. The gamma ray log records the natural radioactivity of the formation. In sedimentary rocks high gamma ray readings are generally caused by clay or potash rich minerals, e.g. glauconite and mica, whereas low readings may reflect sandstone, salt or carbonate. In clastic sequences the gamma ray response is most often caused by radiation from clay minerals. As the clay content in most cases decrease with increasing grain size the log can be used as clay and grain size indicator. The gamma ray response (in API units) in sandstone is in the range 15–50, in shales 60–120.

The interval transit time log is dependent on lithology, lithification, primary porosity, and the composition of fluid in the pores. The recording is in interval transit time units (msec/ft) which causes the values measured in a given lithology to decrease with increasing consolidation. In a formation with fixed porosity, shaliness will increase the interval transit time. In clean sandstone of 20% porosity the sonic log will give a reading of about 80 (msec/ft), in limestone and dolomite about 75 (msec/ft).

The simultaneous compensated neutron formation density tool is a combination of three logs, a compensated neutron porosity (%), a bulk density (g/cc) and a gamma ray log. The latter is used for correlation with the sonic tool. As a general rule, the compensated neutron porosity log responds to the hydrogen content of the formation. In water filled rock sequences the log

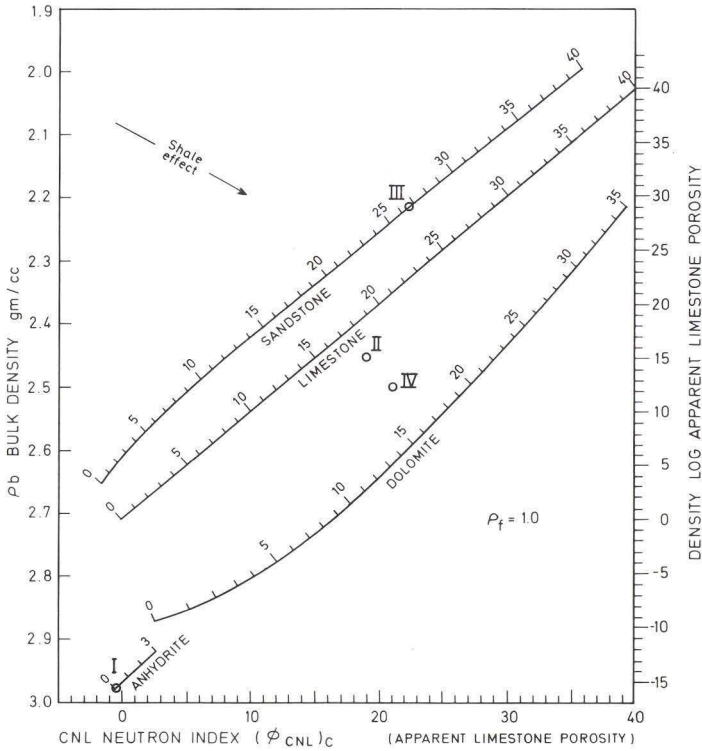


Fig. 2. Crossplot of bulk density and compensated neutron porosity log for determination of lithology and porosity. Roman numerals are crossplots of values from fig. 3a – 3d. (From Schlumberger Interpretation Charts 1972).

readings will primarily reflect the amount of liquid filled porosity. When gas is present, the lower concentration of hydrogen will produce a lower and spurious porosity value, in rocks with hydrated minerals such as gypsum and polyhalite or clays with bound water the readings are higher than the effective porosity. However, these departures are diagnostic and useful in lithology determination. The density log responds to the electron density of the formation which is related to the true bulk density of the rock. In porous liquid filled sedimentary formations the log is calibrated to read directly the bulk density, which is dependent on the rock matrix, porosity and fluid in the pores.

In order to use the compensated neutron porosity and the bulk density logs as lithology indicators, they have to be recorded on compatible scales. This is achieved by calibrating the neutron log to limestone porosity (Lpu) with a

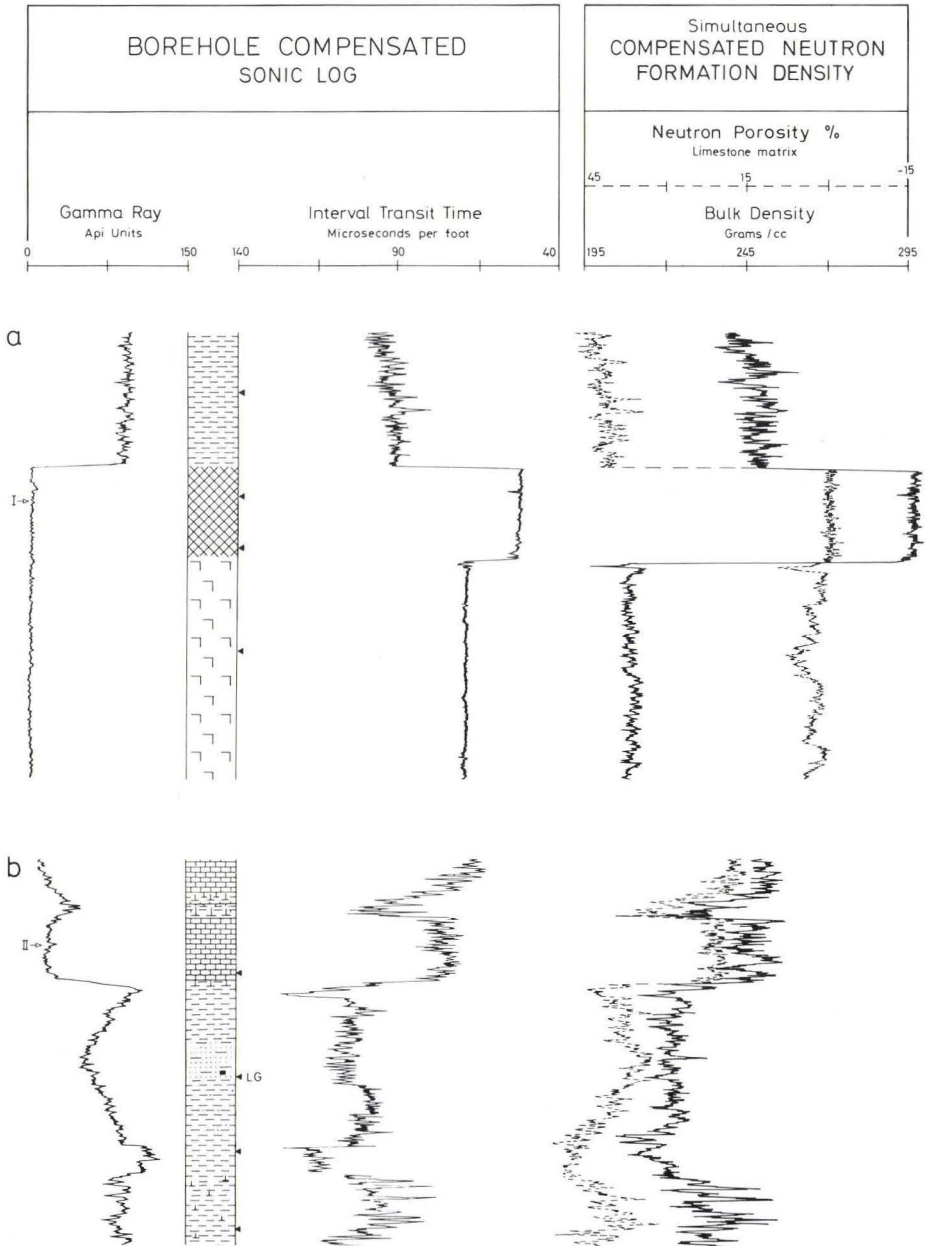


Fig. 3a-3d. Log pattern and lithological interpretation from borehole compensated sonic log and simultaneous compensated neutron formation density log.

sensitivity of 30 Lpu/track and recording the density log with a sensitivity of 0,5 g/cc/track (Schlumberger 1974). The overlay of the two logs with the neutron zero porosity point coinciding with a bulk density of 2.70 g/cc permits visual qualitative interpretation of the lithology (see fig. 1). As 2.70 g/cc for practical purposes is equal to the matrix density of limestone the log-curves in a pure limestone will superimpose regardless of porosity, while the separation and the measured values in other lithologies will be diagnostic. Fig. 1 gives a schematic example of qualitative interpretation from gamma ray, interval transit time, neutron and density logs of common lithologies.

In shales the neutron porosity will read between 15 and 50% with a negative separation from the bulk density of 10–45%. A clean sandstone will have a positive separation of 6–8% and the neutron porosity will range from zero to 30% – more in unconsolidated sand. Due to their higher density, shaly and micaceous sandstones have a negative separation. This is also characteristic of dolomite and anhydrite, while a marked positive separation is diagnostic of salt. Quantitative lithological interpretations can be made by crossplotting different log readings. Here as well as in qualitative interpretations clay correction, proper calibration and adjustment of logs to borehole conditions play an essential role before proper interpretations can be made. Most suitable for lithological analyses in clastic sequences are crossplots of bulk density and compensated neutron log values, fig. 2. Points corresponding to particular water saturated, pure lithologies define quartz-, limestone-, and dolomite-lines, which are graduated in porosity units. In mixed lithologies the points plotted from the log readings will fall between the corresponding lithology lines. Shaliness causes the points to lie to the right of the proper lithology line. Points marked with roman numerals correspond to crossplots of values from fig. 3a – 3d. I and III exemplify clean anhydrite and sandstone, II a dolomitic limestone and IV a shaly limestone.

Lithological interpretations

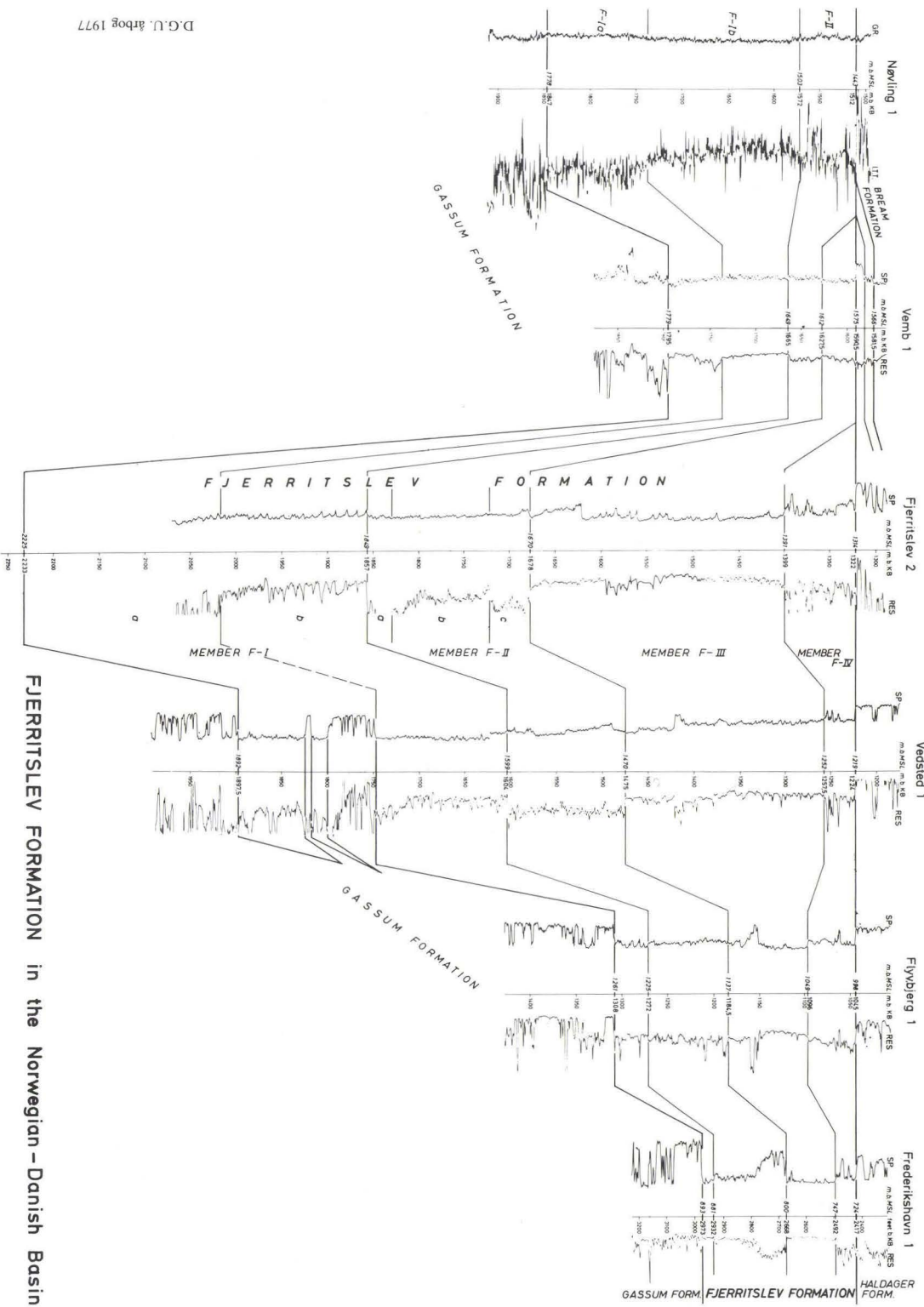
Figs. 3a – 3d show examples of lithological interpretations based on the above mentioned logs, sidewall cores and a general knowledge of the logged sequences.

Fig. 3a presents a succession of rock salt, anhydrite and claystone. The salt is characterized by low sonic log readings and a positive separation between the neutron and bulk density curves. The separation becomes negative in the above lying anhydrite because of the high bulk density values. In the salt dome province of the Norwegian-Danish Basin the sequence could represent a salt dome with a cap rock such as found in the Uglev 1 well (Sorgenfrei & Buch 1964).

The lowest of the sequence in fig. 3b is interpreted as a claystone. The irregular curve pattern with several marked peaks shows that small marlstone streaks occur in the claystone. Upwards the claystone becomes silty and a poorly sorted layer of siltstone is present. A sidewall core shows that the siltstone is micaceous, glauconitic and contains coal-fragments. This points to a marine basin marginal deposition. From the claystone there is an abrupt change over a marlstone bed to limestone, which contains some clay or might be slightly dolomitic as the neutron and bulk density curves have a small negative separation. In the middle of the limestone the curves indicate the presence of a marlstone layer. The described log pattern is characteristic of the lithological changes from the Lower to the Upper Cretaceous in the central part of the Norwegian-Danish Basin as found in the Fjerritslev 2 and Haldager 1 wells (Sorgenfrei & Buch 1964). The poorly sorted silt-, sand-, and marlstones are characteristic of the Lower Cretaceous shallow water deposits. The Upper Cretaceous is dominated by calcareous deposition with almost no terrigenous sediment influx.

The curve pattern in the lower part of the section, fig. 3c, is very characteristic of sandstones, showing low gamma ray values, and a marked change in the compensated neutron formation density log to a small positive separation. The curve pattern and the sidewall cores indicate an upwardly coarsening sandstone. In the lower part it contains coal-fragments, whereas the upper part contains glauconite and is calcite cemented. The depositional environment can be interpreted as deltaic. The lower coalbearing sandstone may be a distributary mouth bar deposit (Goetz et al. 1977), and the top part may represent a marine shoal sand (Selley 1976). Claystone and shale with characteristic high gamma ray and interval transit time values superpose the sandstone. The occurrence of clastic influx and thin limestones in the sequence point to deposition in a shelf environment. The described log pattern is characteristic of the transition from the Gassum Formation (Upper Triassic) to the Fjerritslev Formation, Member F-I (Lower Jurassic), cf. fig. 4.

The lower part of fig. 3d (section A) might also represent a shelf deposit as judged from the occurrence of silt- and limestone layers, but sidewall cores contain an impoverished fauna of microfossils, many of which are only preserved as pyrite-casts pointing to sedimentation in a reducing environment. The gamma ray and compensated neutron formation density logs indicate that the overlying sequence is a marked sandstone (section B). The wide basin occurrence and petrography determine the sandstone as deltaic-fluvial sheetsand deposits, comparable with the Haldager Sand (fig. 5). The sandstone is overlain by marine clay- and sandstones, shale, and uppermost silt- and claystone (section C). The marine clay- and sandstones have very nervous curve patterns. The gamma ray log reveals an upwardly coarsening and



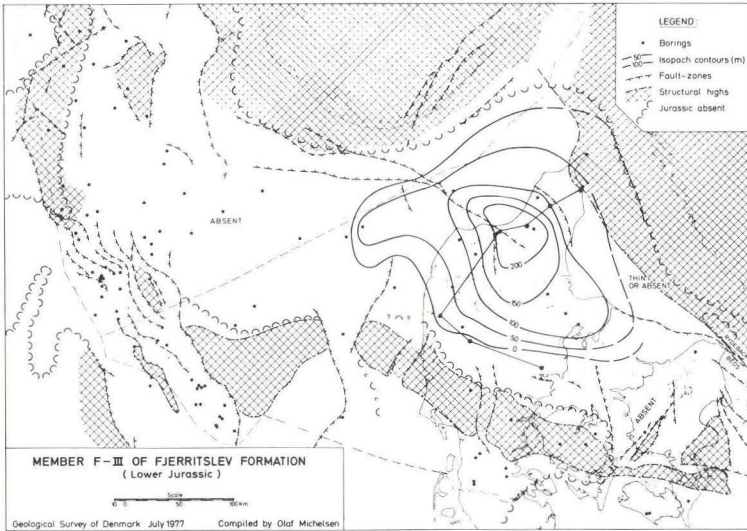
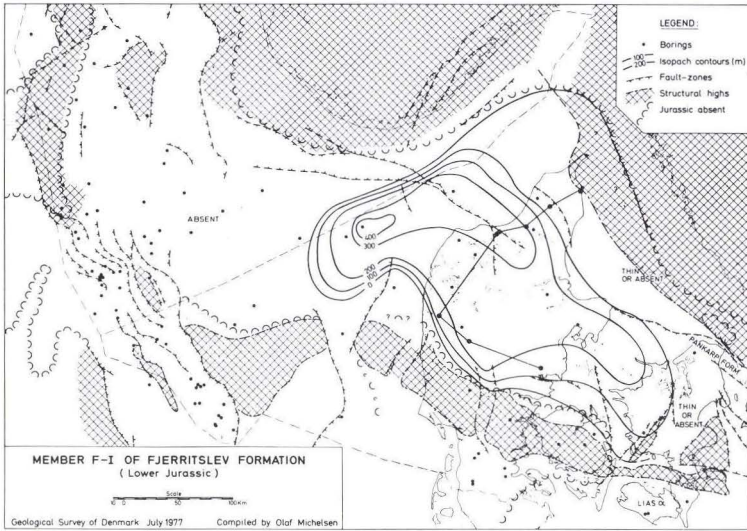


Fig. 4b. Isopach maps of members F-I and F-III exemplifies the basin development of the Lower Jurassic (modified from Michelsen 1978).

Fig. 4a. Cross section, as shown on fig. 4b, of the Fjerritslev Formation through the Norwegian-Danish Basin (modified from Michelsen 1978).

HALDAGER FORMATION
in the Norwegian – Danish Basin

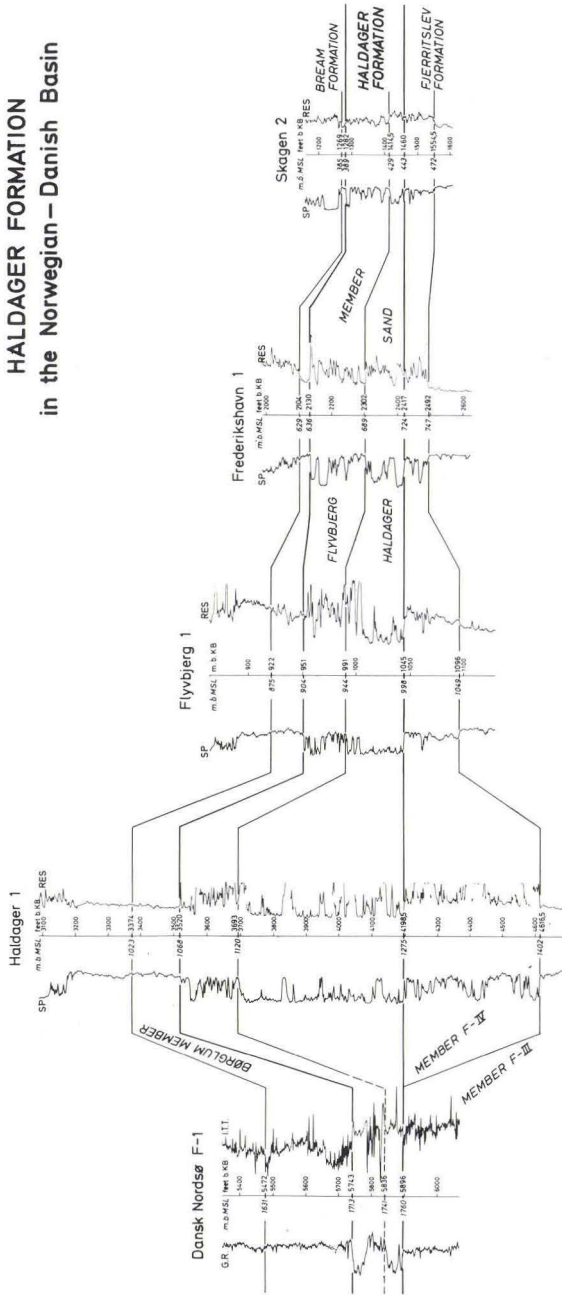


Fig. 5a. Cross section, as shown on fig. 5b, of the Haldager Formation (modified from Michelsen 1978).

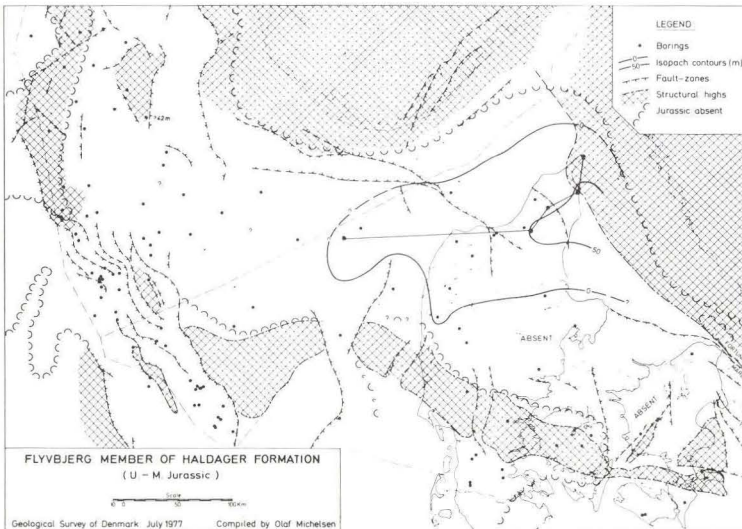
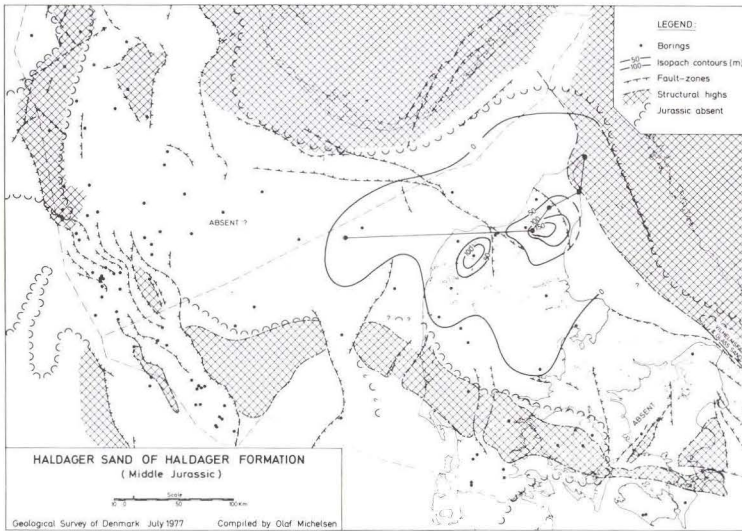


Fig. 5b. Isopach maps of the Haldager Sand and Flyvbjerg Member (modified from Michelsen 1978).

regressive pattern, which might be due to subsidence and drowning of the deltaic-fluvial deposits followed by successive clastic fill. The sequence is terminated by a calcite cemented sandstone. The overlying marine shale (section D) with gamma ray, interval transit time, neutron and bulk density

readings represents a subsidence of the basin. An increasing silt content in the uppermost part (section E) is registered by a decrease in the measured values. The increasing silt content is due to new regressive tendencies in the basin. The succession of log patterns in fig. 3d is characteristic of the transition from the marine Fjerritslev Formation, Lower Jurassic, over the deltaic and shallow marine Haldager Formation, Middle Jurassic-Oxfordian to the marine Bream Formation, Upper Jurassic (cf. Michelsen 1978).

The above mentioned examples demonstrate the possibilities for making lithological and environmental interpretations of the drilled sequences and for defining boundaries between lithostratigraphical units with the aid of wire line logs. On the basis of newer wells, where a delicate lithostratigraphy can be erected because compensated neutron formation density logs are run, it is possible to reinterpret the older wells in the Danish area where petrophysical measurements are restricted to self potential, resistivity and gamma ray logs. This is exemplified by fig. 4 and 5 which show the lithostratigraphical subdivision and basin development of the Lower Jurassic Fjerritslev Formation and the Middle Jurassic Haldager Formation in the Norwegian-Danish Basin.

Dansk sammendrag

Ved den geologiske analyse af dybdeboringer er det nødvendigt at supplere cuttings og kerne analyser med petrofysiske målinger for at klarlægge de gennemborede lags lithologi og stratigafi.

For ældre borer er der af olieselskaberne foretaget SP, resistivity og gamma ray målinger. I nye borer er der desuden foretaget massefylde og porøsitet målinger med borehole compensated sonic og compensated neutron formation density logs. Disse er indenfor olieindustrien udviklet med henblik på porøsitetmålinger af de gennemborede lagserier, men korrigeret og kalibreret som vist på fig. 1 er det muligt at benytte de petrofysiske målinger til en kvalitativ lithologisk bestemmelse (fig. 3a-d). Kvalitative analyser af målingerne foretages ved crossplots (fig. 2). Efter vurdering af lithologien og korrelation til andre borer kan der opstilles tværprofiler, der viser de stratigrafiske enheder og bassin udviklingen (fig. 4 & 5).

References

- Goetz, J. F., Prins, W. J. & Logar, J. F. 1977: Reservoir deliniation by wireline techniques. – *Log Analyst*, XVIII, 5, pp. 12–41.
- Michelsen, O. 1978: Stratigraphy and distribution of Jurassic deposits of the Norwegian-Danish Basin. – *Danm. geol. Unders., Ser. B*, 2, 34 p.
- Schlumberger Ltd. 1974: *Log Interpretation*, Vol. II – Applications, New York, 116 p.
- Selley, R. C. 1976: Subsurface environmental analysis of North Sea sediments. – *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 60 (2), pp. 184–195.
- Sorgenfrei, T. & Buch, A. 1964: Deep Tests in Denmark 1935–1959. – *Danm. geol. Unders.*, III række, 36, 146 p.

Carboniferous miospores from the Nordsø P-1 borehole, Danish North Sea offshore area

Finn Bertelsen



A contribution to
PROJECT
TORNQUIST
(IGCP Accession
Number 86)

Bertelsen, Finn: Carboniferous miospores from the Nordsø P-1 borehole, Danish North Sea offshore area. *Danm. geol. Unders., Årbog 1977*, pp. 101–111. København, 23. oktober 1978.

Lower Carboniferous miospores have been recovered from ditch samples from the Dansk Nordsø P-1 borehole situated in the central part of the North Sea. It is concluded, by comparison with British Carboniferous miospore assemblages, that the microflora is of Upper Viséan or Lower Namurian age. Outlines of the geology are briefly given.

The intention of the present paper on the P-1 well is to fill in a small piece in the North Sea geological puzzle. Only scattered and limited well data have so far been published on the Pre-Permian rock sequence partly because these strata are rarely reached by usual drilling operations in the area, and every new control point available is therefore of special interest. However, due to a 5 years confidentiality clause the P-1 well which was completed in 1973, was not to be released until 1978.

By this well the Carboniferous was reached for the second time within Danish territory and the material was therefore subject to an extraordinary demand for publication. The earlier record was in the Ørslev 1 borehole, (see map fig. 4) where a sequence in Carboniferous Limestone facies of Viséan (V_1) age was drilled in 1967. The results of the palaeontological investigations in Ørslev 1 were published by Christensen (1971), Michelsen (1971) and Bertelsen (1972). The foraminiferal fauna was found to compare well with that of the type Viséan in Belgium, whereas the microflora was seen to be similar to Scottish floral suites (*Pu* Zone) of the Cementstone Group.

The material investigated was recovered from the Dansk Nordsø P-1 borehole situated centrally in the North Sea (fig. 1a). The well was drilled on a top Chalk closure on top of a basement block of the northern prolongation of the Dogger High (fig. 1b & 1c). The geological section of the well (fig. 2) is therefore unusual when compared with most known sections of wells of the area (see Michelsen 1976). Commonly the wells are drilled on Zechstein salt

structures in which a thick Triassic-Jurassic-Lower Cretaceous series is generally present. Upper Cretaceous limestones rest unconformably directly on a series of brick-red marls, shales and siltstones interbedded with grey and reddish tuffs. Fossils have not been detected from this series, which is tentatively referred to the Lower Permian (Rotliegendes) although a Westphalian age of the lowermost part cannot be excluded. The red beds rest on ca. 50 metres of dark grey, coaly shales and finegrained sandstones of mainly non-marine origin, from which well-preserved palynomorphs have been extracted. However, traces of a sandy limestone and grey marls, with crinoid stem fragments, foraminifera and ostracods indicate marine environments in the upper part of the interval. The age of these faunas is not finally clarified, but the foraminiferal fauna includes endothyroid forms thus pointing to a Carboniferous age (O. Michelsen, pers. comm.). The microflora of the lower part of the interval, which is dealt with in this article, is also of Carboniferous age.

A light grey to grey, hard, quartzitic shale, ca. 18 metres thick constitutes the oldest sedimentary rock recovered in the borehole. No palynomorphs or other fossils were found in this shale. Due to the Late Silurian – Early Devonian (Caledonian) age of the underlying rocks the age is referred to Devonian or Lower Carboniferous. Below are found dark, greenish metamorphic rocks of volcanic origin (greenstones, F. L. Jacobsen, pers. comm.), which are the lowermost layers penetrated. In the upper part they are partly weathered to laminated grey-green shales. Potassium/Argon dating by Robertson Research Laboratories of core material indicates a Late Silurian (Caledonian) age: 410 ± 20 mill years of this series.

Palynological results

a) Samples

The following samples (ditch samples) have been analysed (cf. fig. 2)

10,460'–10,490'	x= Claystone, brick-red, soft, slightly calcareous
10,580'–10,610'	x= Shale (cavings) grey-green
10,700'–10,730'	x= Claystone, red-brown, arenaceous, calcareous
10,820'–10,850'	
10,940'–10,970'	
11,060'–11,090'	
11,090'–11,120'	x= Shale, dark grey, coaly
11,120'–11,150'	x= Shale, as above
11,150'–11,180'	x= Shale, as above

- 11,180'–11,210' x= Coal, isolated by means of gravity separation
11,210'–11,240'
11,240'–11,270' x= Shale, white to grey, quartzitic, very hard
11,270'–11,300'
11,300'–11,330' x= Shale (cavings) grey-green

Uniform cuttings or cavings believed to represent the drilled sample interval have in most cases (x=), and when practically possible, been sorted out from the gently washed ditch samples, in order to reduce contamination from superjacent strata. The remaining preparations are made of the "raw" mixed ditch samples, gently washed, too. The last casing set at 10,295' (in the Upper Cretaceous limestone) should preclude contamination from the post-Cretaceous beds. The samples were prepared by the standard palynological methods.

b) Results

The grey-green cavings isolated from the samples 10,580'–10,610' and 11,300'–11,330' yielded rich dinoflagellate assemblages with only few spores, but some disaccate pollen grains. The spores indicated a Lower Cretaceous or younger age. These cavings are believed to originate within the Upper Cretaceous limestone in which similar (non-analyzed) grey-green claystones are seen in brecciated zones.

The remaining samples were barren except of those of the interval 11,090'–11,240'. This interval represented by 5 samples contains a rich microflora of which the species identified are listed below:

- Chaetosphaerites pollenisimilis* (Horst) Butterworth & Williams 1958
Cyclogranisporites multigranus Smith & Butterworth 1967
Verrucosisporites morulatus (Knox) Smith & Butterworth 1967
Verrucosisporites depressus Winslow 1962
Anaplanisporites baccatus (Hoffm., Stapf. & Mall.) Smith & Butterworth 1967
Anaplanisporites globulus (Butterworth & Williams) Smith & Butterworth 1967
Pustulatisporites papillosus (Knox) Potonié & Kremp 1955
Acanthotriletes castanea Butterworth & Williams 1958
Convolutispora cerebra Butterworth & Williams 1958
Microreticulatisporites concavus Butterworth & Williams 1958
Dictyotriletes vitilis Sullivan & Marshall 1966
Tripartites nonguerickei Potonié & Kremp 1956
Tripartites trilinguis (Horst) Smith & Butterworth 1967

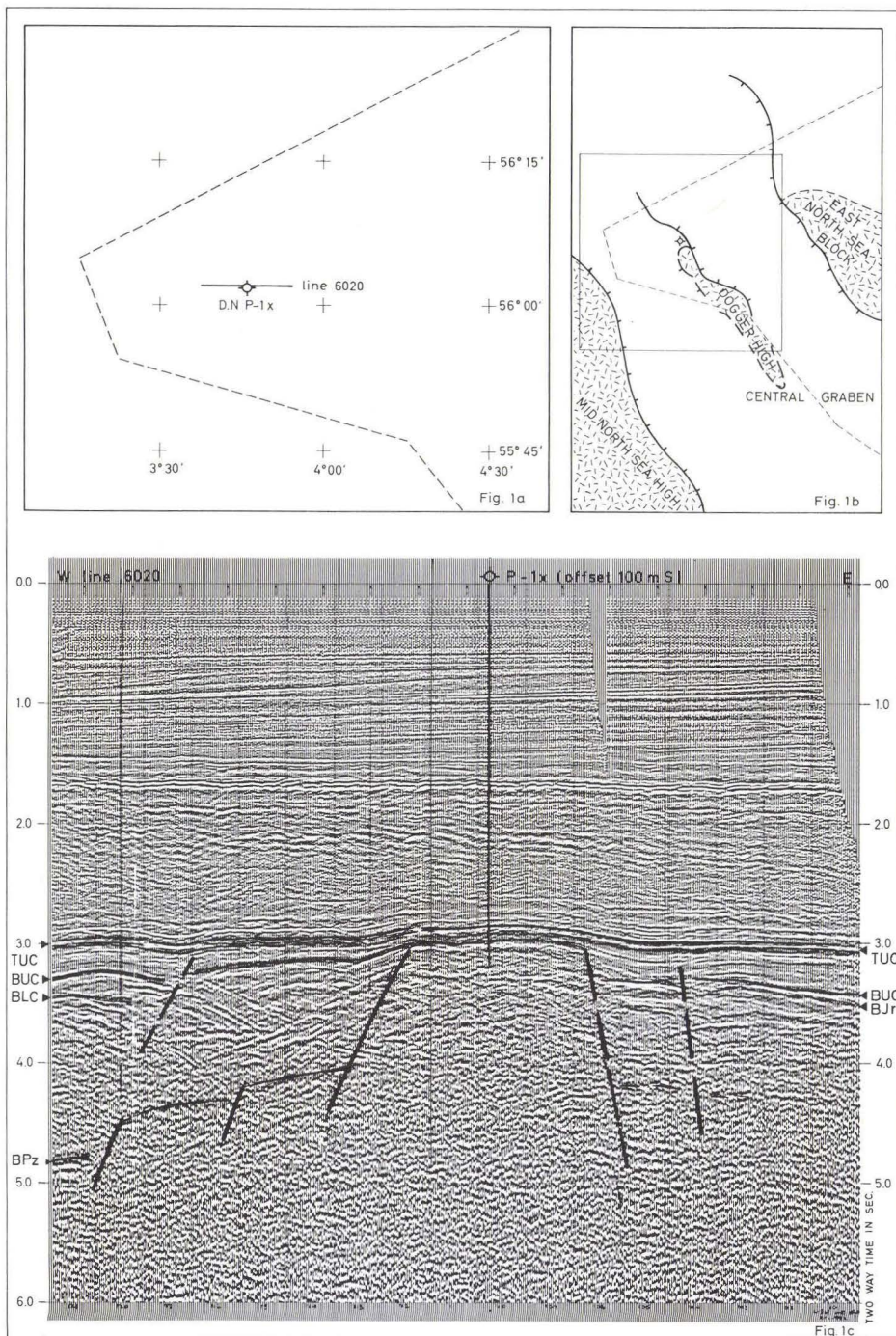


Fig. 1a – 1c. Location of the P-1 borehole. Seismic interpretation by J. C. Baartman, D.G.U. BP_Z = base Zechstein, BJ_r = base Jurassic, BLC = base Lower Cretaceous, BUC = base Upper Cretaceous, TUC = top 'Chalk' (top Danian limestone).

DANSK NORDSØ P1

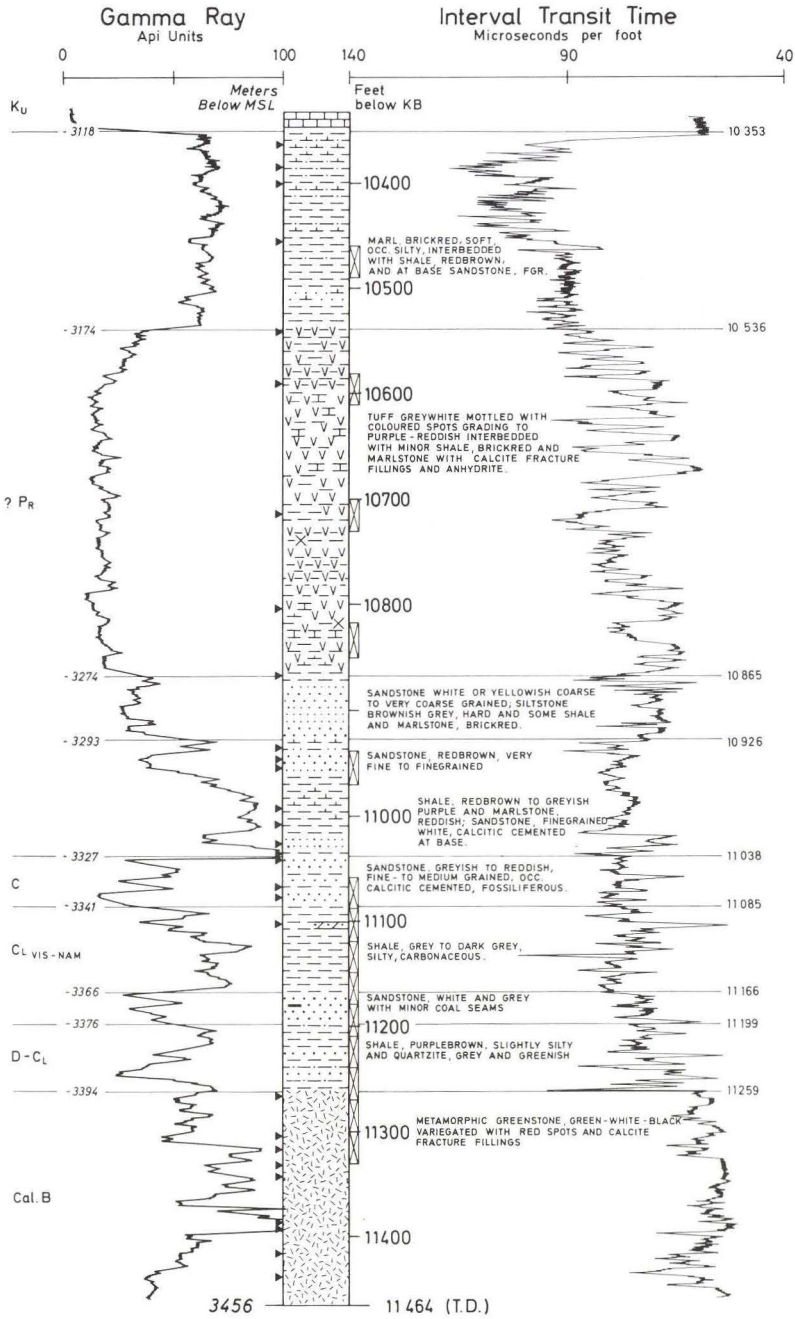


Fig. 2. The Pre-Cretaceous lithological column of P-1 with indication of sidewall cores (black triangles) and ditch sample intervals sampled for palynology (30' rectangles). Cal. B = Caledonian Basement, D = Devonian, C_L = Lower Carboniferous, P_R = Permian Rotliegendes, K_U = Upper Cretaceous.

Tripartites vetustus Schemel 1950
Rotaspora fracta (Schemel) Smith & Butterworth 1967
Rotaspora ergonulii (Agrali) Sullivan & Marshall 1966
Rotaspora knoxi Butterworth & Williams 1958
Crassispora maculosa (Knox) Sullivan 1964
Simozonotriletes intortus (Waltz) Potonie & Kremp 1954
Densosporites anulatus (Loose) Smith & Butterworth 1967
Densosporites intermedius Butterworth & Williams 1958
Densosporites pseudoannulatus Butterworth & Williams 1958
Lycospora spp.
Cristatisporites spp.
Spencerisporites radiatus (Ibrahim) Felix & Parks 1959
Schulzospora campyloptera (Waltz) Hoffm., Stapl. & Mall. 1955
Schulzospora elongata Hoffm., Stapl. & Mall. 1955

A selection of the recovered species are shown in plate 1.

The assemblages do not vary much in composition within the five samples and are therefore treated as one. It is characterized by *Densosporites* spp., which are abundant and *Lycospora* spp. being more or less frequent. The accessory species are generally rare and only *Tripartites* spp. and *Crassispora maculosa* occur commonly. The occurrence of *Densosporites* and *Lycospora* immediately confirms a Carboniferous age of the assemblage (Clayton *et al.* 1977).

Many of the accessory species are found to be restricted to the British *Tripartites vetustus* – *Rotaspora fracta* (VF) and *Bellispora nitidus* – *Reticulatisporites carnosus* (NC) miospore zones of Neves *et al.* (1972) (Owens *et al.* 1977, Clayton *et al.* 1977). Noteworthy is the occurrence of the *Tripartites* spp. and *Crassispora maculosa* (all commonly seen) as well as *Rotaspora fracta*, *R. knoxi* and *Spencerisporites radiatus* (all rare), species which make their appearance in (and define) the base of the VF Zone. The *Tripartites* and *Rotaspora* spp. disappear in the top of the NC Zone or the subsequent *Stenozonotriletes triangularis* – *Rotaspora knoxi* (TK) Zone (Owens *et al.*, 1977), and the assemblage is therefore referred to the VF-NC suites of northern England and Scotland. According to Owens *et al.* (*loc.cit.*) the age of the recovered assemblage can be determined as either late Visean or earliest Namurian.

The similarity between the U.K. assemblages and the recovered one is not unexpected in the light of the previous observations on early Visean assemblages from the Ørslev 1 borehole at the island of Falster (Bertelsen 1972, Clayton *et al.* 1977). It is reasonable to believe the plant material of the two

areas to be derived from a northern land area as seen at the map fig. 3. In this connection the north-south diversification of contemporaneous U.K. assemblages must be pointed out as noted by Owens *et al.* (1977).

Lithological comparison with earlier North Sea records of Lower Carboniferous

Some restricted information on the distribution, thickness and geology of the Lower Carboniferous of the Central and Northern North Sea has been released in the latest years. Distribution and generalized facies are presented by Ziegler (1977) in the form of Pre-Permian subcrop- and palaeogeographic maps (cf. fig. 3).

Pflanzl (1977), who summarizes the general lithology of the Dinantian and Namurian in the Northwest European Basin, mentions the recovery of Lower Carboniferous in borings in the southern surroundings of the Mid North Sea High (fig. 3). Approximately 150 m of interbedded dolomitic limestones (less than 3 m individually), sandstones and shales are overlain by more than 300 m of poorly sorted sandstones, blackish shales and some coal seams. The series is compared with the Lower Carboniferous lithofacies of Scotland and northern England. According to Rhys (1974) this facies is found in the southern North Sea Basin between 54°N and 56°N.

Deegan & Scull (1977) state the presence of Lower Carboniferous (Visean to questionable Namurian) in the northern part of the Forth Approaches Basin and the Moray Firth Basin (cp. fig. 3). The age of the sequence is controlled by palynology. It is described as interbedded sandstones, shales and coals with subordinate carbonates comparable to the Limestone Coal Group of Central Scotland. A well section from the Occidental 14/19-1 borehole is shown as illustration of the log motifs and the lithology of the Moray Firth area Lower Carboniferous.

The substratum of the Lower Carboniferous is Devonian continental Old Red sediments, Devonian limestones or Caledonian metamorphics and intrusives. A major unconformity separates the Lower Carboniferous from the overlying beds commonly consisting of Lower Permian (Rotliegendes) continental beds, or locally of Upper Permian (Zechstein) deposits (Ziegler 1977, Deegan & Scull 1977).

The northern limit of the Lower Carboniferous seems to follow the northern and eastern margins of the Moray Firth Basin, the Central Graben and the North German Basin (fig. 3). At the Ringkøbing Fyn High, in the Norwegian-Danish Basin and in the Egersund Sub-basin Permo-Triassic beds rest unconformably on Pre-Cambrian Basement (R.F.H.) or folded/undeformed

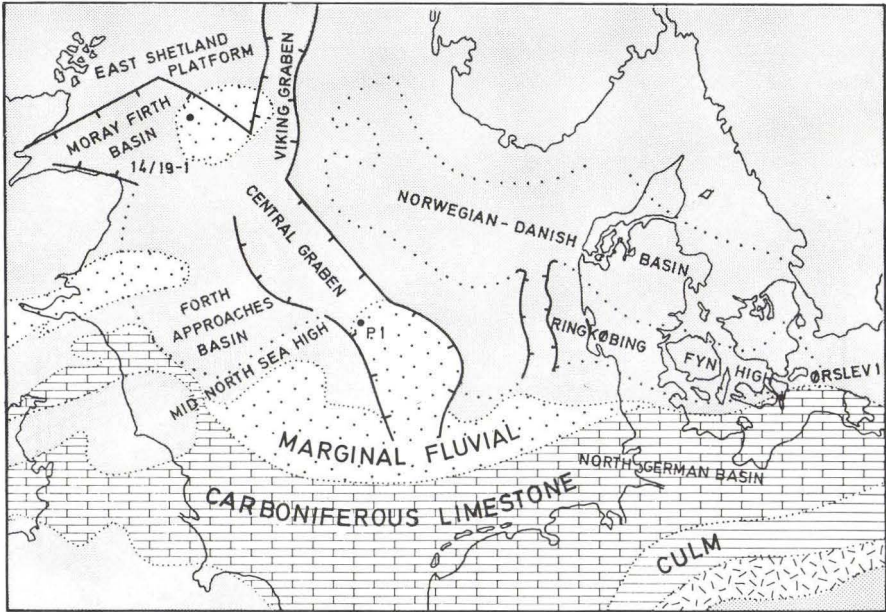


Fig. 3. Map showing Lower Carboniferous facies provinces of the North Sea area and present day major structural units. Partly after Ziegler 1977.

Silurian or older Palaeozoics (Ziegler 1977, released well information of the Norwegian Petroleum Directorate and internal D.G.U. reports). At the East Shetland Platform and in the Viking Graben with eastern surroundings the Devonian subcrops the Permian (Ziegler *loc. cit.*).

Conclusions

The facies types of coaly shales, sandstones and minor limestones recorded in the P-1 well fit well into the overall regional picture of the Lower Carboniferous palaeogeography given by the above-cited authors. Marginal, fluviially dominated ? lagoonal deposits with minor coal swamp beds characterize the Central and Northern North Sea area. The occurrence of thin limestones shows that short marine transgressions periodically flooded the area. Those transgressions originated in the southern shelf sea where carbonate precipitation, reef accumulations, etc. dominated the sedimentation (so called Carboniferous Limestone or "Kohlenkalk" facies). Also the age dating based on palynology to late Viséan/early Namurian corresponds well with the Moray Firth data given by Deegan & Scull.

Acknowledgements. The author wishes to express his gratitude to Dr. *Leif Banke Rasmussen*, head of the Department of Subsurface Geology, D.G.U., for supporting the study and for permitting the publication of the results.

He would also like to thank Dr. *Bernard Owens*, Institute of Geological Sciences, Leeds for reading and improvement of the manuscript and Dr. *Geoffrey Clayton*, University College Dublin for sending reference material of Visean and Namurian palyno-preparations.

The manuscripts was typed by Ms. *Vibeke Hermansen* and the text-figures were drawn by Ms. *Eva Melskens*.

Dansk sammendrag

Lagserien under øvre kridt kalkstenen i boringen Dansk Nordsø P-1 er søgt dateret ved hjælp af pollen og sporer. Som følge af boringens placering på den nordlige forlængelse af den såkaldte Dogger High gennemboredes en for Central Graben området usædvanlig lagserie (fig. 1). Denne præ-kretasiske lagserie (fig. 2) består nederst af metamorfe grønsten af sen silur, kaledonisk oprindelse. Herudover følger en serie af overvejende gråsorte lignitførende lerskifte og sandsten, der palynologisk kan dateres til øvre viséen/nedre namurien, dvs. øvre nedre karbon. Den karbone serie overlejres af rødlige, stedvis tuf-førende lersten, mergelsten og sandsten uden fossiler og som henføres til nedre perm, rotliegendes. Den karbone lagserie tilhører en marginal, fluviatilt præget facies provins (fig. 3), der fra området syd for Mid North Sea High strækker sig op til Moray Firth bassinet og som mod syd gradvist afløses af en shelf-kalkstensfacies, den såkaldte Carboniferous Limestone facies.

References

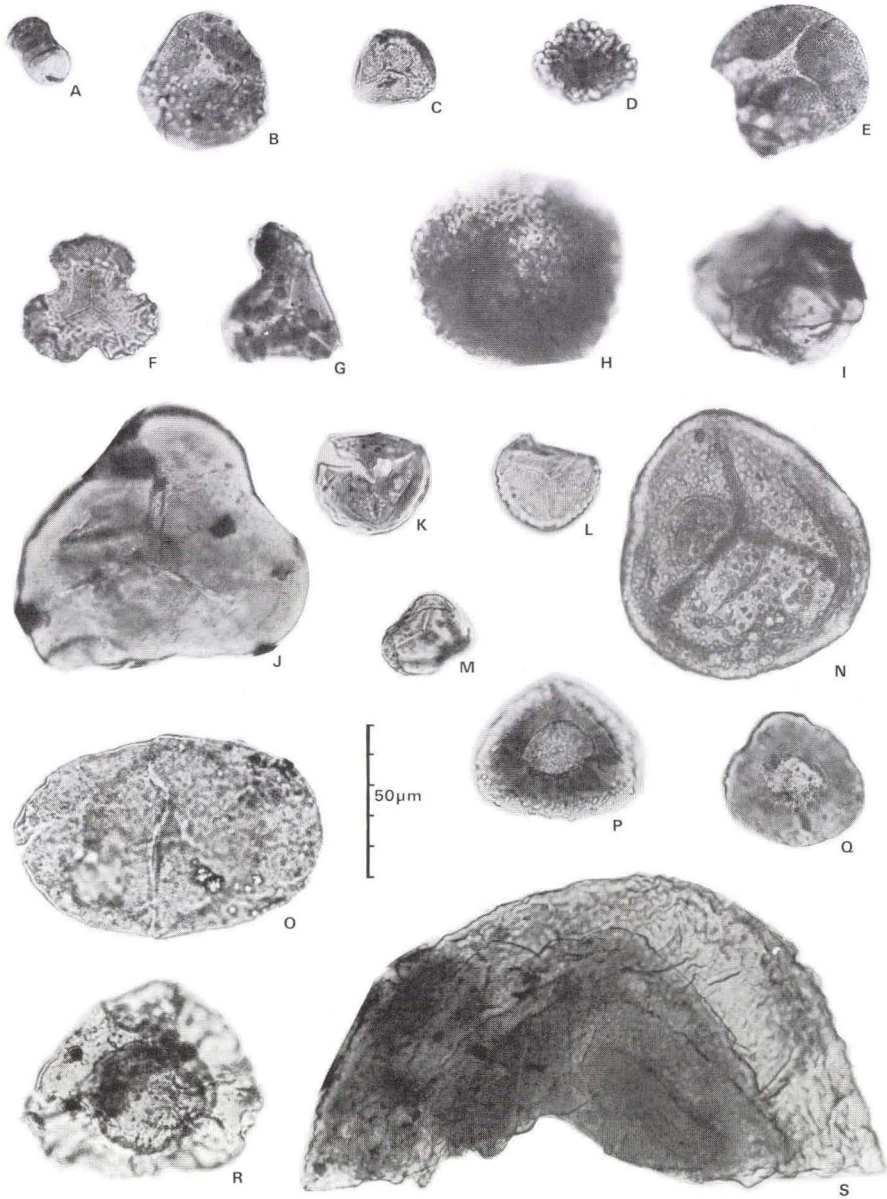
- Bertelsen, F., 1972: A lower Carboniferous microflora from the Ørslev No. 1 borehole, Island of Falster, Denmark. – Danm. geol. Unders., II række, 99, 78 p.
- Clayton, G., Coquel, R., Doubinger, J., Gueinn, K. J., Loboziak, S., Owens, B. & Streel, M., 1977: Carboniferous miospores of Western Europe: Illustration and zonation. – Med. Rijks Geol. Dienst, 29, 71 p.
- Christensen, O. B., 1971: Nedre karbon i dybdeboringen Ørslev nr. 1 på Falster. – Danm. geol. Unders., Rapp. nr. 7, 24 p.
- Deegan, C. E. & Scull, B. J. (Compilers), 1977: A standard lithostratigraphic nomenclature for the Central and Northern North Sea. – Inst. Geol. Sci., Rep. 77/25, 36 p.
- Michelsen, O., 1971: Lower Carboniferous foraminiferal faunas of the boring Ørslev No. 1, Island of Falster, Denmark. – Danm. geol. Unders., II rk., 98, 86 p.
- Michelsen, O., 1976. Kortfattet oversigt over de geologiske forhold i den danske del af Nordsøen. – Danm. geol. Unders., Årbog 1975, pp. 117 – 132.
- Neves, R., Gueinn, K. F., Clayton, G. Ioannides, N. S. & Neville, R. S. A., 1972: A scheme of miospore zones for the British Dinantian. – C. R. 7th Congr. Int. Carb. Strat. Geol., Krefeld (1971), I, pp. 347–353.
- Owens, B., Neves, R., Gueinn, K. J., Mishell, D. R. F., Sabry, H.S.M.Z. & Williams, J. E., 1977: Palynological division of the Namurian of northern England and Scotland. – Proc. Yorks. Geol. Soc., 41, pp. 381–398.
- Paproth, E., 1975: Zur Stratigraphie des Karbons in nördlichen Mittel-Europa. – Bull. Soc. belge Géol., 84, pp. 71–76.

- Pflanzl, G., 1977: Geologie und Explorationswürdigkeit des unterkarbonischen Kohlenkalkes und des Namurs in Norddeutschland. – Compendium of the “4. DGMK-Fachgruppentagung” (Köln 1977), pp. 406–431.
- Rhys, G. H. (Compiler), 1974: A proposed standard lithostratigraphic nomenclature for the southern North Sea and an outline structural nomenclature for the whole of the (UK) North Sea. A report of the joint Oil Industry-Institute of Geological Sciences Committee on North Sea Nomenclature. – Rep. Inst. Geol. Sci., No. 74/8, 14 p.
- Schmidt, K. & Franke, D., 1975: Stand und Probleme der Karbonforschung in der Deutschen Demokratischen Republik. – Z. geol. Wiss., 3, (7), pp. 819–849.
- Ziegler, P. A., 1977: Geology and hydrocarbon provinces of the North Sea. – GeoJournal 1, pp. 7–32.

Plate 1. Selected miospores recovered from the Carboniferous section of the Dansk Nordsø P-1 borehole. Magnification $\times 500$.

(A) *Chaetosphaerites pollenisimilis*, SI 0008 SM. (B) *Anaplanisporites globulus*, SI 045 PM (16.4–125.0). (C) *Anaplanisporites baccatus*, SI 018 SM. (D) *Verrucosisporites morulatus*, SI 019 SM. (E) *Cyclogranisporites multi-granus*, SI 045 PM (16.2–125.4). (F) *Tripartites vetustus*, SI 002 SM. (G) *Pustulatisporites* cf. *papillosus*, SI 042 PM. (H) *Convolutispora cerebrata*, SI 011 SM. (I) *Dictyotriletes vitilis*, SI 036 PM (10.5–121.9). (J) *Simozonotriletes intortus*, SI 046 PM (7.8–127.1). (K) *Rotaspora knoxi*, SI 017 SM. (L) *Rotaspora ergonulii*, SI 020 SM. (M) *Rotaspora fracta*, SI 042 PM (17.3–121.9). (N) *Crassispora maculosa*, SI 016 SM. (O) *Schulzospora campyloptera*, SI 013 SM. (P) *Densosporites intermedius*, SI 045 PM. (Q) *Densosporites pseudoannulatus*, SI 004 SM. (R) *Auroraspora solisortus*, SI 039 PM (13.8–125.1). (S) *Spencerisporites radiatus*, SI 015 SM.

Slides are stored in the collection of the Department of Subsurface Geology at the Geological Survey of Denmark, Copenhagen.



A conventional log evaluation method for detection of lithology and hydrocarbons in the Danish North Sea well M-1x

Kirsten Lieberkind

Lieberkind, Kirsten: A conventional log evaluation method for detection of lithology and hydrocarbons in the Danish North Sea well M-1x. *Danm. geol. Unders., Årbog 1978*, pp. 113-129, plate 1. København, 23. oktober 1978.

In the Danish North Sea well M-1x several types logs have been used for obtaining data on petrophysical characteristics in strata penetrated in order to find possible reservoir rocks and hydrocarbons.

From the log evaluation the gas zone was found to be 258' thick, the oil zone 401' thick. Average porosity for the whole zone was 29 per cent, and average water-saturation 18.8 per cent. The log-derived lithology was found to be clean limestone and subsidiary dolomitized limestone; however, the presence of dolomite was not confirmed by X-ray analyses. The porosity of the chalk not only correlated with depth of burial but correlated with overpressure as well.

Following zones were found to constitute the chalk reservoir, characterized by different average porosities and water-saturation:

Danian "Porous Zone":	Φ : 36.6 per cent
	S_w : 14.0 per cent
Danian "Tight Zone":	Φ : 28.0 per cent
	S_w : 28.7 per cent
Maastrichtian:	Φ : 28.5 per cent
	S_w : 17.7 per cent

The upper part of Maastrichtian was found to be highly porous, with decreasing porosities at greater depths.

In 1977 the Geological Survey of Denmark started evaluation of petrophysical logs (made available by Danish Underground Consortium), using conventional and basic methods which in this paper are exemplified in the well M-1x in the Dan field. For this investigation only basic data as those obtained from logs and published data have been used. All depths are in feet below Kelly Bushing; elevation of this was 110' above Mean Sea Level. (A list of abbreviations is given on p. 128.)

Logs used

- 1) Compensated Formation Density Log (FDC), shows rock porosity, and is used for lithology determination.
- 2) Sidewall Neutron Porosity Log (SNP), for porosity; cross-plotted with FDC-log, used for determination of lithology and gas zone.
- 3) Laterolog (LL7), used for determination of resistivity of formation water, and for detection of hydrocarbons.
- 4) Induction Electrical Log (IES), used for resistivity of formation water, and detection of hydrocarbons. Cross-plotted with porosity it is used for calculation of water-saturation.
- 5) Borehole Compensated Sonic Log – Gamma Ray (BHC – GR), used for defining the carbonate sequence. With the Gamma Ray Log the amount of clay in the chalk can be determined.

The above-mentioned logs are compiled on plate 1.

Methods

Composite log

A composite log was made for the section of interest. In M-1x the LL7 was chosen as basic log, and the FDC-, SNP-, and IES-logs were normalized with this log in order to honor all logs simultaneously; logging tools often “yo-yo” a few feet up and down during measuring, and two different runs do not always measure the same event exactly at the same depth (plate 1). Events were selected in intervals of clean formation where Gamma-Ray (GR) read almost no clay content. Events were of such a length that maxima and minima of all the different logs were honored (fig. 1). At great shifts between maxima and minima, at a curve, smaller events were chosen, and an average reading selected.

Detection of Hydrocarbons

The hydrocarbon zones were detected from LL7- and IES-logs. LL7 showed approximately 0.5–1.0 ohm-m in the water-bearing shales above the chalk reservoir. In the hydrocarbon-bearing chalk immediately below, the log showed rapid fluctuations to as much as 55 ohm-m, while water-saturated carbonate near the bottom of the section showed approximately 1 ohm-m. The conductivity log showed as low as 10 mmhos/m in the hydrocarbon zone, and between 2000 and 3000 mmhos/m in the water zone of the chalk, as seen on plate 1.

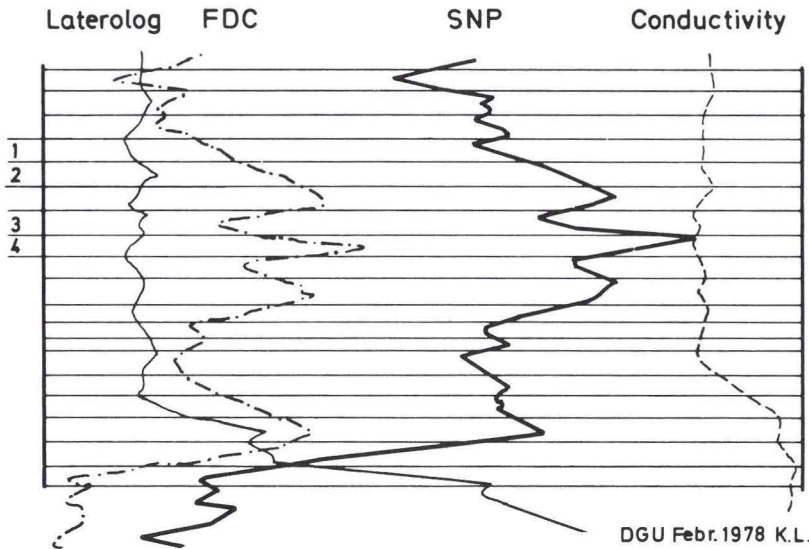


Fig. 1. Example of selection of events. Events 1 and 2 divide a greater shift at the curves, and average readings are selected. Event 3 honors a maximum, event 4 a minimum at the curves, and highest and lowest values were taken.

The gas zone was found in the following manner: the FDC- and SNP-logs were superimposed and depth-matched in the water-saturated lower part of the reservoir, and as seen on plate 1 the two logs read nearly equal porosity (notice the scale difference for the two logs). The gas zone was characterized by separation of several porosity units between the two logs, with the FDC reading the highest porosities.

Porosity and lithology

Evaluation of porosity was made from FDC-log calibrated to limestone units, and from SNP-log.

The log readings had to be corrected. The SNP-log was corrected for mud cake thickness, using Por-13a (Schlumberger 1972 [a]). This gave a porosity correction from zero to minus five porosity units.

Borehole correction at FDC-log for a 12½ inches borehole from Schlumberger chart Por-5b (Schlumberger 1972 [a]) was found to be -1.5 per cent porosity units.

In this case Caliper Log showed no caving in the investigated interval, and consequently no borehole-effect to show false pay zone.

An SNP-FDC cross-plot on Schlumberger chart CP-1a (Schlumberger

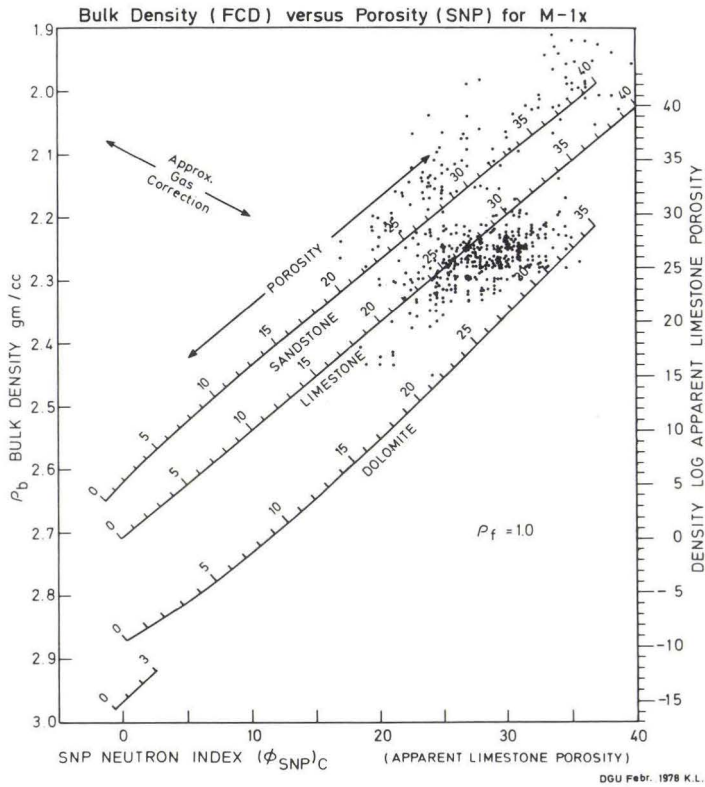


Fig. 2. Bulk density versus neutron porosity cross-plot for Upper Cretaceous-Danian carbonate interval, for freshwater (<100.000 ppm), liquid-filled holes (Schlumberger 1972[a], chart CP-1a).

1972 [a]) was made in order to correct porosities for gas effect, and to check lithology. As seen in fig. 2, some points plotted along the limestone line ensuring the lithology to be clean limestone. Points plotting above and to the left of the limestone line were affected by gas. These points derived from the gas zone. Points plotting to the right and below the limestone line could have been affected by dolomite or clay. These points derived from the lower part of Maastrichtian. Corrected porosities were established with the aid of isoporosity lines between the limestone- and dolomite lines, and along lines parallel to the gas correction line. The percentile amount of dolomite should be equal to the percentile distance to the dolomite line.

Water-saturation

The 100 per cent water-saturation was determined from the water zone in the reservoir, and was found where LL7 read constant low values, in this case below 1 ohm-m, where FDC- and SNP-porosities had almost identical readings. Assurance was made that GR-log had low readings, i.e. that the interval had no clay content.

Conductivity readings were corrected from Schlumberger chart Rcor-4 (Schlumberger 1972 [a]) with respect to stand-off and mud-resistivity. Conductivity readings (mmhos/m) were converted to Resistivity (ohm-m).

Normally, the IES-log should be used in the water zone, the LL7 in the oil zone (Schlumberger 1972 [c], p. 82). A check on the most preferred log to be used in this case was made from Schlumberger (1972[c]), chart, p. 83; and by cross-plotting porosity versus R_{mf}/R_w it was found that IES-log was to be preferred.

The porosity-resistivity cross-plot was used to mark the 100 per cent water-saturation line, using the Archie saturation equation:

$$S_w = \left(\frac{A \times R_w}{\Phi^m \times R_t} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (\text{Schlumberger 1972 [c]})$$

where S_w = water-saturation in the formation, R_w = resistivity of the formation water, R_t = true resistivity in the formation, Φ = porosity, A = a coefficient, m = a cementation exponent, and n = a saturation exponent. Points did not indicate a trend of the 100 per cent S_w -line, but plotted in a cluster (fig. 3). A 100 per cent water-saturation line was then calculated, using the above equation for the water zone, with $S_w = 1$ for 100 per cent water-saturation, $A = 1$, $m = 2$, and $n = 2$.

$$S_w = \frac{A \times R_w}{\Phi^m \times R_t} = 1$$

Water-resistivity was calculated for the water zone, for point *A* in fig. 2, using equation:

$$R_w = \frac{\Phi^m \times R_t}{A}$$

True resistivity was then calculated for point *B* for a given porosity, using equation:

$$R_t = \frac{R_w}{\Phi^m \times S_w^n}$$

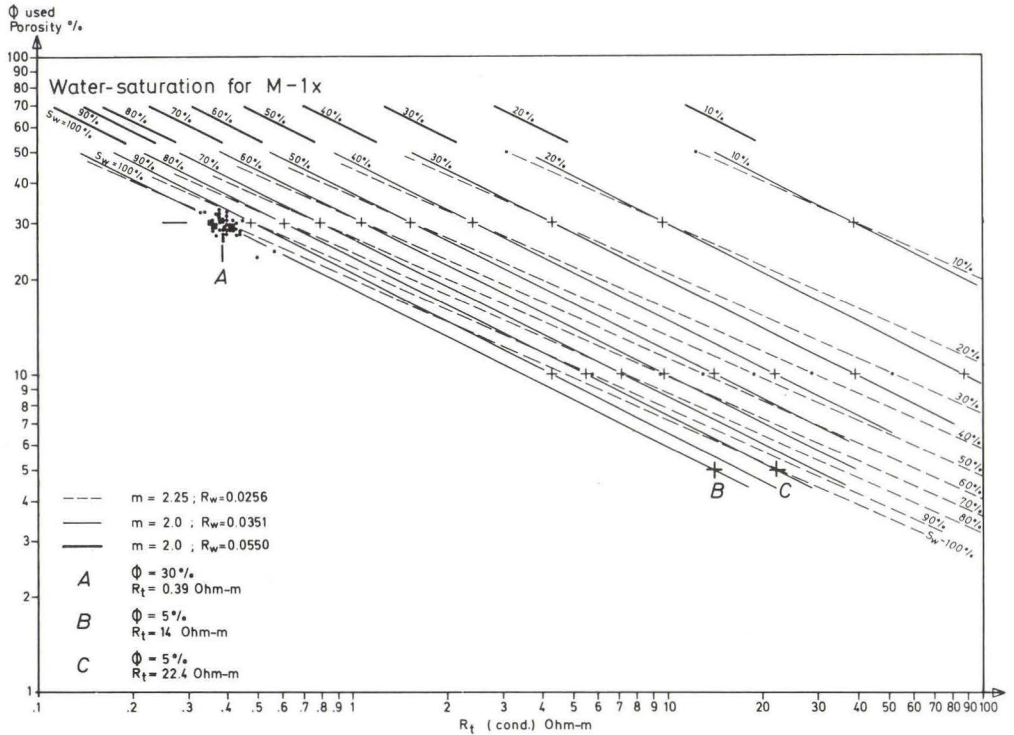


Fig. 3. Porosity versus true resistivity cross-plot from water zone. Examples are given for water-saturation at different values water-resistivity and for different cementation factors. (Method after Pickett 1966, Oduolowu 1977.)

A line representing 100 per cent water-saturation could then be drawn through point A to B.

Water-saturation in the hydrocarbon zone was found from equation:

$$S_w = \sqrt[n]{\frac{A \times R_w}{\Phi^m \times R_t}}$$

Water-saturation lines corresponding to $S_w = 100$ per cent, 90 per cent, 80 per cent . . . to 10 per cent were drawn (fig. 3).

By plotting Φ - and R_t - readings from events in the hydrocarbon zone, water-saturation could be read direct from the figure. However, it was more accurate to calculate S_w for every event, and easily done with the use of a programmable calculator.

Pay Zone

An average net pay zone was estimated by neglecting events with $S_w \geq 60$ per cent and $S_w \geq 50$ per cent within the gas- and oil zones, respectively. These values are normally used for cut-off. A higher value is often used for gas, as relative permeability is higher for gas than for oil.

Weighted average porosity in pay zone was found, using equation:

$$\bar{\Phi} = \frac{\sum h \times \Phi}{\sum h}$$

Weighted average water-saturation in pay zone was found, using equation:

$$\bar{S}_w = \frac{\sum h \times \Phi \times S_w}{\sum h \times \Phi}$$

Discussion

Porosity and lithology

As seen from porosity versus depth cross-plot in fig. 4, good correlation between log-derived porosities and measured porosities from cores was found. Core-measured porosities averaged over ten feet intervals (Childs and Reed 1975) were plotted together with highest and lowest log-derived porosities at every ten feet.

As indicated in fig. 2 parts of the chalk should be dolomitized.

Lithology plotting of more than 75 per cent dolomite in fig. 2 was indicated with an asterisk in fig. 4. The dolomitized chalk was within the range of highest porosities throughout the section, but did not rise above porosity range for clean limestone, and as such did not show any evidence of the 10–13 per cent porosity gain normally seen with dolomitization (Murray 1960). However, Murray (1960) found a relation between degree of dolomitization (replacement dolomite) and porosity, with a decrease in porosity below 50 per cent dolomitization and an increase in porosity above 50 per cent.

Childs and Reed (1975) did not report any dolomite in their core-descriptions, and X-ray diffractometry of four samples from the interval 6359'–6393' showed less than 5 per cent dolomite and close to clean calcite. As such, the cross-plot indicating dolomitized chalk is not valid.

A deflection of points to the right of the limestone line could also be caused by clay content. All points situated near the dolomite line were from

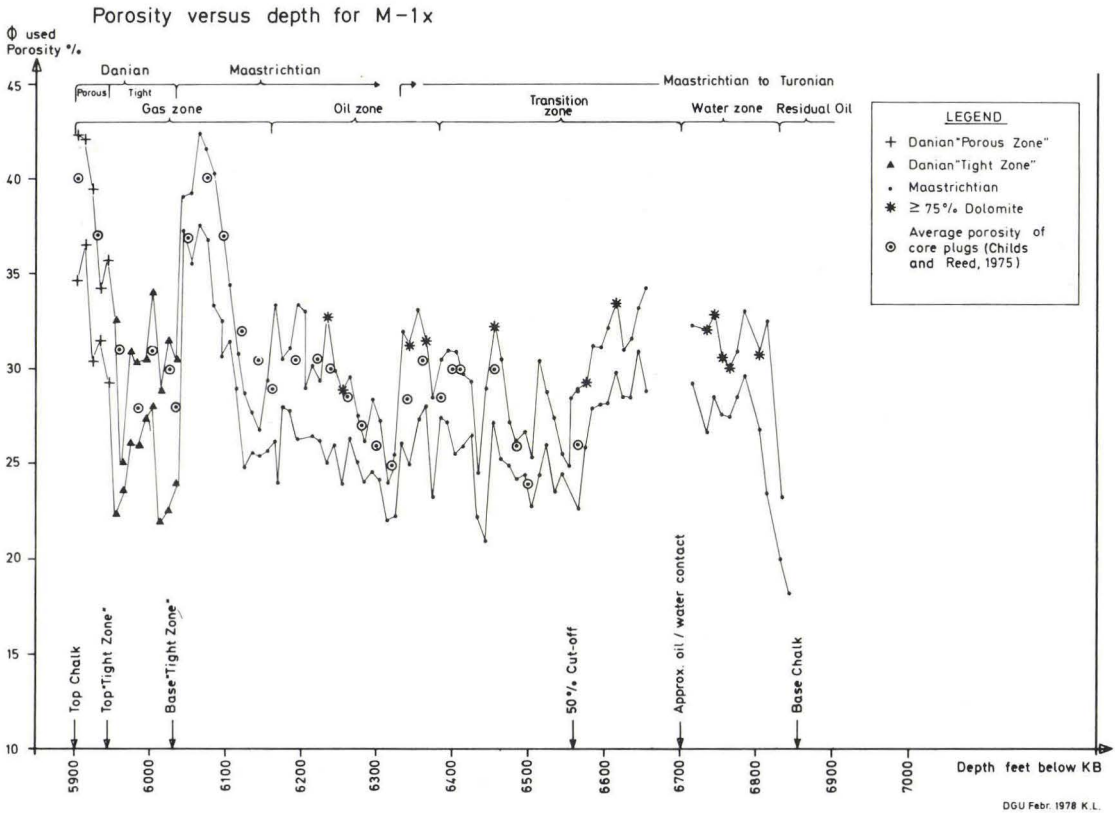


Fig. 4. Porosity versus depth cross-plot. Porosity values were obtained from cross-plot (fig. 1). Highest and lowest porosity readings at every ten feet were plotted. Porosity values obtained from lithology with more than 75 per cent dolomite from cross-plot (fig. 1) are marked with asterisks. Core-porosities, averaged over ten feet intervals, were obtained from Childs and Reed (1975).

Maastrichtian to Turonian. This interval was characterized by almost clean chalk, as clay content was found to be less than 5 per cent, as calculated from equation:

$$V_{\text{clay}} = \frac{Gr - Gr_{\text{clean}}}{GR_{\text{clay}} - GR_{\text{clean}}} \quad (\text{Schlumberger 1974 [b]})$$

A clay content of five per cent and less was considered too slight to cause the great deflection away from the limestone line.

Dispersal of the plotting might have been due to poor calibration or correction of the logging tools. However, the correlation between core- and log-derived porosities indicated reasonable log-readings.

Porosity versus depth from the entire carbonate section was plotted at fig. 4. From porosity distribution the section may be divided into several litho-zones.

Danian was divided into an upper "Porous Zone", with high porosities ranging from 29 to 42 per cent, with average porosity at 30.9 per cent; and a lower "Tight Zone" with low porosities ranging from 23 to 32 per cent, with average at 28.5 per cent. The low porosities in "Tight Zone" may be due to a higher degree of cementation, and to as much as 20 per cent dispersed clay, calculated from GR-log.

The upper part of Maastrichtian down to 6120' was highly porous, ranging from 29 to 42 per cent porosity, with average at 35.9 per cent. From 6120' to Turonian the chalk was found less porous, ranging from 22 to 34 per cent, with average at 28.5 per cent. The lowermost 50 feet had as low porosities as 17 per cent. The lower part of the section may be more compacted and diagenetically altered, with a higher degree of cementation, as seen from the lower porosity reading at FDC- and SNP-logs on plate 1. At the BHC-log the Interval Transit Time decreased with depth also indicating that the chalk had become more tight and hardened. This same was indicated by common stylolites formed by pressure solution (Childs and Reed 1975). As clay content was low, it contributed only slightly to low porosities in this zone.

Overpressure

With depth of burial porosity does not decrease normally. The high porosities, especially in Danian "Porous Zone" and upper part Maastrichtian, were probably caused by overpressure preventing normal compaction (Scholle 1977).

Depth versus Δt (Interval Transit Time) plotted for shaly intervals (fig. 5) showed normal compaction, i.e. a normal pressure trend down to 3750'. Below this level the shales were not compacted normally and became overpressured. Even Lower Cretaceous shales at 6700'-8000' were not pressured normally (fig. 5).

Pressure was measured to 3800 psi at 6200' below Mean Sea Level (Childs and Reed 1975); normal hydrostatic pressure at this depth should have been about 2880 psi, i.e. 920 psi in overpressure, as the hydrostatic pressure normally increases with 46.5 psi per 100' depth.

Water-saturation

Water-saturation was calculated for the whole carbonate section. Top of the hydrocarbon zone was found at 5902', a 50 per cent cut-off (for $S_w = 50$ per

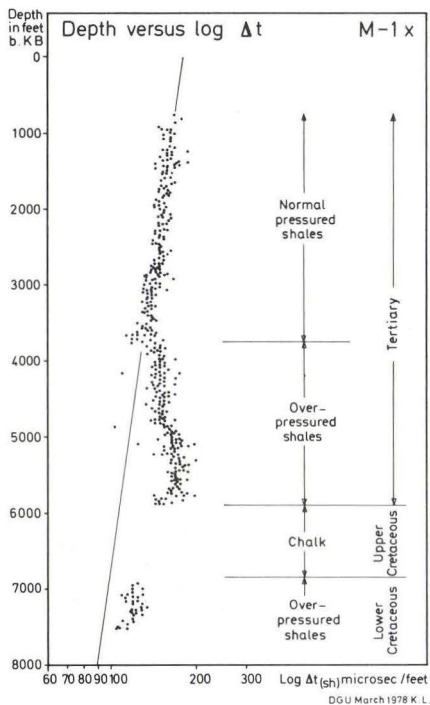


Fig. 5. Depth versus $\log \Delta t_{shale}$ cross-plot for Tertiary and Lower Cretaceous shales shows normally pressured and over-pressured zones.

cent) at 6561', and top water zone (for $S_w = 100$ per cent) at approximately 6700'. Gas/oil contact was found at 6160' from FDC- and SNP-logs. Each lithological zone in the reservoir was found to have different values averaged water-saturation: Danian "Porous Zone" showed an average S_w at 14 per cent, Danian "Tight Zone" an average S_w at 28.7 per cent, and Maastrichtian an average S_w at 17.7 per cent, calculated from top Maastrichtian to cut-off at 50 per cent water-saturation. This would give a net pay zone of 659', with 258' net gas zone and 401' net oil zone.

A cementation factor equal to two is normally used for carbonates. The m -value defines the slope of the 100 per cent water-saturation line; with a higher value the slope will be less inclined. Using $m = 2.25$, as exemplified by the stippled lines in fig. 3, would only cause deviation of ± 2 per cent S_w in the range of 25 to 35 per cent porosity. In the range of very high and low porosities deviation would be more than ten per cent water-saturation, causing the high porosity interval to have lower value water-saturation, and the low porosity interval to have higher values water-saturation. This again affects the calculated pay zone, as the level for 50 per cent cut-off, using $m = 2$, would be placed 20' deeper than if $m = 2.25$ was used.

Resistivity of formation water

The m -value affects the calculation of water-resistivity, which in turn affects water-saturation, thus the calculated amount of oil in a formation. At fig. 3 an example of two different R_w -values at 0.0550 ohm-m and 0.0351 ohm-m, respectively, are shown, both with m -values equal to 2. The 100 per cent water-saturation line for $R_w = 0.0550$ ohm-m corresponds to the 80 per cent water-saturation line for $R_w = 0.0351$ ohm-m, deviation decreasing at a lower per cent S_w . For $R_w = 0.0351$ ohm-m in M-lx, a 50 per cent cut-off was found at 6561'. With $R_w = 0.0550$ ohm-m the cut-off would be placed higher, thus diminishing the oil zone. As R_w is a main factor controlling the calculation of S_w , i.e. the thickness of the pay zone, it is important to get this value as correct as possible. R_w may be calculated as in the example, or from SP-log, or obtained direct from water samples from the aquifer below the hydrocarbon-bearing zone.

Irreducible water-saturation

A cross-plot of porosity versus water-saturation (fig. 6) showed upper part of Maastrichtian to be the most favorable part of the reservoir, with the lowest water-saturation, "Tight Zone" the poorest part of the reservoir, with high water-saturation. For a constant lithology or a formation with a constant grain size, the product of porosity and water-saturation will generally be a constant, for points within the zone of irreducible water-saturation, where $S_w = S_{w \text{ irr}}$. The equation $\Phi \times S_w = C$ where C is a constant (Φ and S_w in fractional units) will plot along a hyperbola (Lavers *et al.* 1975; Morris and Biggs 1967). Points from the transition zone will plot above and to the right of the hyperbola. Hyperbolae drawn for points within the zone of irreducible water-saturation reflect the different lithological zones in the reservoir; for "Porous Zone" in Danian some points plotted to the right of the curve, indicating moveable water. Points from "Tight Zone" plotted along the curve, almost fitting the hyperbola of irreducible water-saturation, indicating no moveable water. The upper part of Maastrichtian followed several closely-spaced hyperbolae for irreducible water-saturation, indicating a gradual change in lithology down into the transition zone. The remaining part of Maastrichtian plotted to the right of the curve and indicated movable water in the transition zone.

From cross-plot depth versus water-saturation (fig. 7) the depth for irreducible water-saturation was defined at $S_w = 17.5$ per cent, where the capillary pressure curve became vertical, at 6380'. It was also found (fig. 7) that the upper part of the reservoir was heterogenous, with each lithological zone

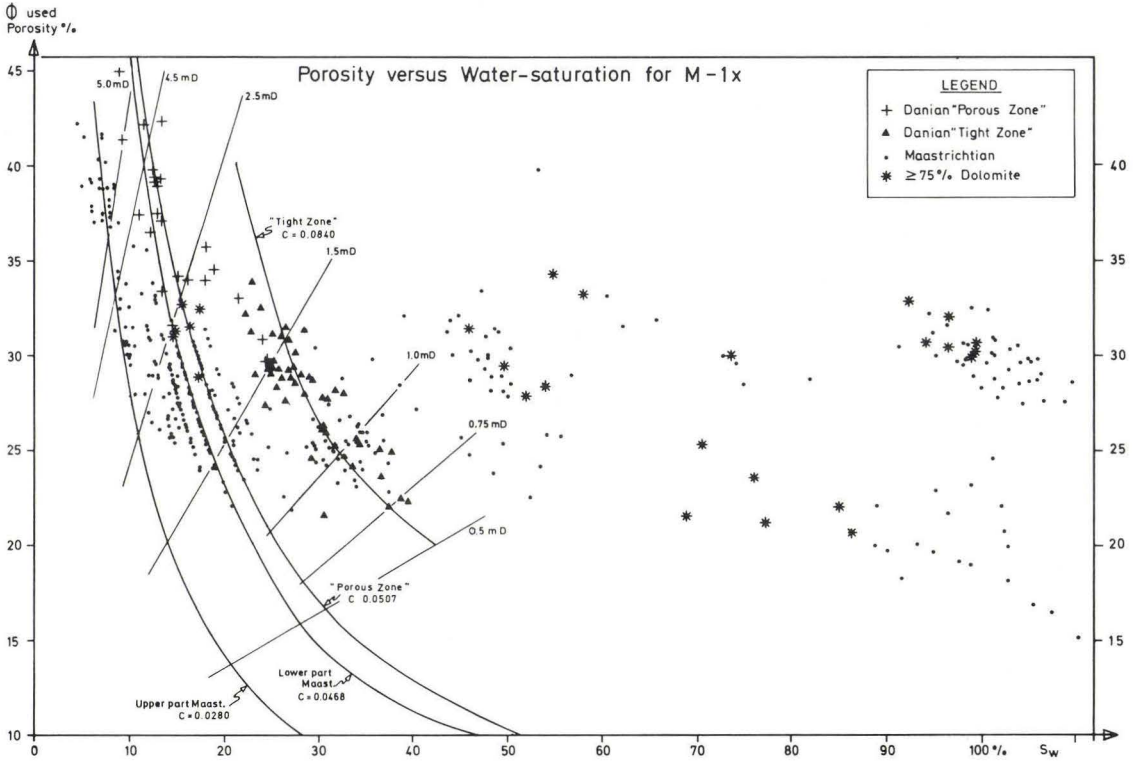


Fig. 6. Porosity versus water-saturation cross-plot, $\Phi \times S_w = C$, calculated for different lithologies for points within the range of irreducible water-saturation. Isopermeability lines were calculated from equation

$$K^{2.5} \times 0.15 = \frac{\Phi^3}{S_{w \text{ irr}}^2}$$

Lithology found to contain more than 75 per cent dolomite from cross-plot (fig. 1) are plotted with asterisks.

having different capillary pressure, and the hyperbolae for $S_{w \text{ irr}}$ (fig. 6) ensuring these zones to lie within the range of irreducible water-saturation.

Permeability

Morris and Biggs (1967) have presented a method of calculating permeability from log-derived values of porosity and irreducible water-saturation. This method was modified by Lavers *et al.* (1975) to fit core material from carbonate reservoirs in the North Sea, using the equation:

$$K^{2.5} \times 0.15 = \frac{\Phi^3}{S_{w \text{ irr}}^2}$$

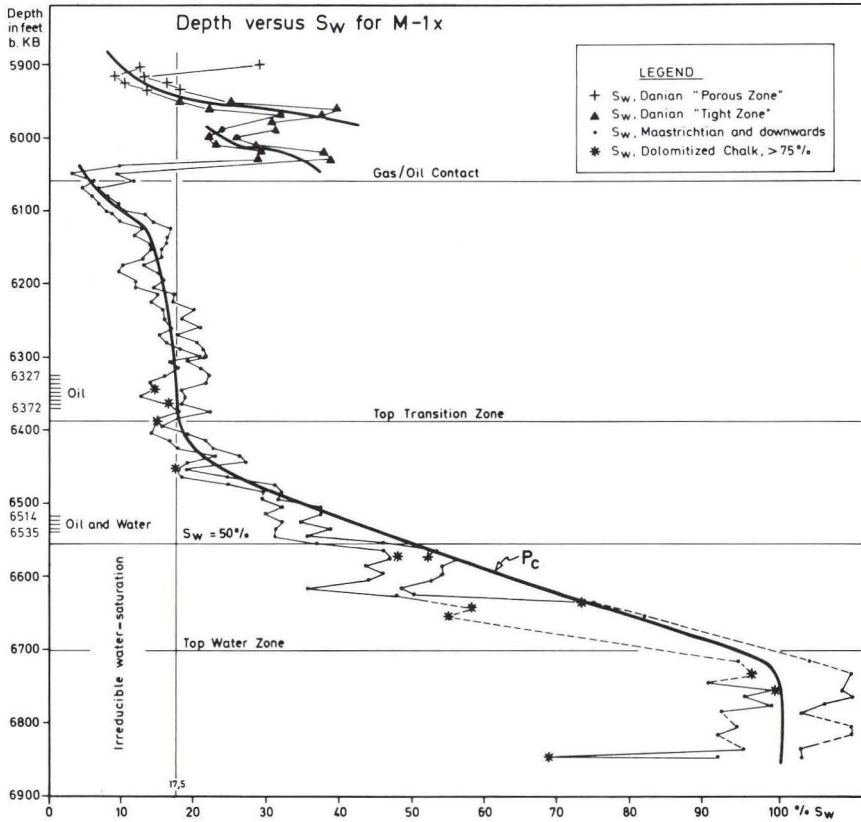


Fig. 7. Depth versus water-saturation cross-plot shows capillary pressure curve P_c , gas/oil contact, top transition zone, and levels for 50 per cent and 100 per cent water-saturation. Perforations for production tests are marked.

where K is permeability. This equation can be utilized within the permeability range of 0.4–5.0 mD. Iso-permeability lines were drawn at fig. 6, and were calculated from the equation above.

The calculated permeability was found in the range of 0.75–6.72 mD, lowest for "Tight Zone" and highest for upper part Maastrichtian. Compared with permeabilities obtained from core measurements (Childs and Reed 1975), calculated permeabilities for "Tight Zone" were about 1 mD higher, those from "Porous Zone" 2 mD lower, whereas calculated permeabilities from Maastrichtian were in the same range as measured permeabilities.

Capillary Pressure

Depth versus water-saturation was plotted at fig. 7. Highest and lowest S_w -values within every ten feet were plotted, and an approximate curve was drawn. The curve reflects the capillary pressure-drop from the oil zone through the transition zone to the free water level at 100 per cent water-saturation, where capillary pressure equals zero. Capillary pressure depends on size of pore-connections, oil gravity, and salinity of formation-water; combinations of these factors influence the height of the transition zone (Arps 1964; Schlumberger 1972 [c]). In M-lx a thick transition zone of approximately 320' was found, caused by low permeability, i.e. very narrow pore connections, medium gravity oil equaling 30° API (Childs and Reed 1975), and fresh formation-water (<100.000 ppm). The transition zone was defined from the capillary pressure curve as the interval between S_w equaling 100 per cent to the point of irreducible water-saturation, at $S_w = 17.5$ per cent, defined where the P_c -curve approximates vertical. Above the level for irreducible water-saturation water was held by capillary pressure and would not flow during production. Below this level – in the transition zone – oil and water would flow together. A 50 per cent cut-off is conventionally applied for the lower boundary in commercial oil production, as the amount of produced water often is too great below this level.

At the base of the chalk section, below the top of the free water level, a few feet with water-saturation down to 70 per cent were found; this could be explained as residual oil after oil-migration.

M-lx was tested at two intervals. One perforation at 6327'–6372' yielded oil (fig. 7), as the perforation was situated above the level of irreducible water-saturation. The second perforation was placed at depth 6514'–6535' and flowed both oil and water, corresponding to the transition zone of water-saturation at 30–40 per cent (fig. 7). Both tests confirmed the log-evaluations.

Conclusion

From composite log and cross-plots of different log-parameters it was possible to predict lithology and calculate porosity, water-saturation, permeability, and levels for gas-, oil-, transition-, and water zones, all factors of great importance in the development and exploitation of a reservoir.

Lithology was found to be carbonate, with less than 5 per cent dolomite, though log-derived lithology indicated as much as 90 per cent dolomitized chalk. Porosity was found to correspond to measured core-porosities with as much as 43 per cent porosity in “Porous Zone” Danian and upper part

Maastrichtian, and down to 22 per cent porosity in the transition zone. The high porosity was caused by overpressure. Total average porosity for pay zone was found to be 29 per cent, which was close to the 28 per cent porosity found by Childs and Reed (1975).

Calculated permeabilities showed +1 and -2 mD off from core-measured permeabilities.

Average water-saturation for pay zone was found to be 19 per cent, highly differing from an average of 30 per cent, as found by Childs and Reed (1975). This deviation may be due to different values water-resistivity. Still, S_w -calculations in this examination were confirmed by the test-results.

Levels for hydrocarbon-bearing zones:

Top gas zone	5902'
Top oil zone	6160'
Top transition zone	6380'
Cut-off at $S_w = 50$ per cent	6561'
Top water zone approx.	6700'
Gas net pay zone	258'
Oil net pay zone	401'
Total net pay zone	659'

Childs and Reed (1975) found net gas zone at 263', net oil zone at 316', and top water zone at 6675' b.KB. The minor difference for net gas zone may be due to slightly different picking of top chalk and gas/oil contact. The greater discrepancy in the net oil zone and top water zone could only be caused by different values in water-resistivity, emphasizing the importance of obtaining correct water-resistivity data, as this value is main factor in predictions of oil in place.

Acknowledgements: I want to thank Dr. O. E. Camargo of DeGolyer and MacNaughton for useful discussions and valuable ideas in connection with the log interpretation done at Geological Survey of Denmark.

Thanks also go to colleagues at the Survey for helpful discussions in connection with this article.

Dansk sammendrag

I boringen Dansk Nordsø M-lx er der foretaget en tolkning af logdata med henblik på bestemmelse af lithologi og kulbrintemængde i gas- og olieførende øvre kridt og danien kalksten, med præsentation af enkelte basale, kendte arbejdsmetoder baseret på porositets- og modstandsmålinger. Disse metoder danner grundlag for beregninger af tilstedeværende oliereserver i reservoiret samt for udviklingsforløbet i udnyttelsen af feltet.

Reservoiret blev opdelt i fire lithologiske enheder: Danien i en øvre »Porøs Zone« og en nedre »Tæt Zone«; øvre kridt i en porøs øvre del af maastrichtien og en mindre porøs, nedre del

af maastrichtien. De unormalt høje porøsiteter i den øverste del af kalkstenen skyldtes overtryk i formationen. Beregnede permeabiliteter er meget lave og stemmer overens med data fra kærnemateriale. Beregninger af vandmætning viser »pay zone« ned til 50 procent vandmætning i en dybde af 6561' under Kelly Bushing. Gas og olie kan kun produceres vandfrit indtil en dybde af 6380' under Kelly Bushing, da vand er bundet i formationen over dette niveau. 100 procent vandmætning fandtes ved 6700' dybde. Prøvepumpninger sandsynliggør rigtigheden af disse log-beregninger.

Abbreviations

A	=	coefficient (usually equal to 1)
API°	=	classification of oil density, as defined by the American Petroleum Institute
BHC-GR	=	Bore Hole Compensated Sonic-Gamma Ray Log
C	=	constant in equation: $\Phi \times S_w = C$
CNL	=	Compensated Neutron Porosity Log
Δt	=	Interval Transit Time
Δt_{shale}	=	Interval Transit Time in shale
FDC	=	Compensated Formation Density Log
GR	=	Gamma Ray Log
GR _{clay}	=	Gamma Ray reading in shales
GR _{clean}	=	Gamma Ray reading in clean formation
h	=	thickness of event
IES	=	Induction Electrical Log
K	=	permeability in millidarcy
LL7	=	Laterolog
m	=	cementation exponent (often equal to 2.0, empirically derived)
mD	=	millidarcy; measure for permeability
n	=	saturation exponent (often equal to 2)
ohm-m	=	$\frac{1000}{\text{mmhos/m}}$
P _c	=	capillary pressure in psi
Φ	=	porosity (using FDC- and SNP-logs)
$\bar{\Phi}$	=	average porosity
Φ_{used}	=	porosity (using FDC-SNP cross-plot)
ppm	=	parts per million
psi	=	pounds per square inch
R _m	=	resistivity of mud
R _{mf}	=	resistivity of mud filtrate
R _t	=	resistivity, true; i.e. for uninvasion zone (using IES or Laterolog)
R _w	=	resistivity of formation water (calculated)
Σ	=	summation of
SNP	=	Sidewall Neutron Porosity Log
S _w	=	water-saturation
\bar{S}_w	=	average water-saturation
S _{w irr}	=	irreducible water-saturation
b.KB	=	below Kelly Bushing
V _{clay}	=	volume per cent of clay in a formation

References

- Arps, J. J. 1964: Engineering Concepts Useful in Oil Finding. – Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., 48(2), pp. 157–165.
- Boatman, W. A. 1967: Measuring and Using Shale Density to Aid in Drilling Wells in High Pressure Areas. – J. Petrol. Technology, Nov., pp. 1423–1429.
- Childs, F. B. and Reed, P. E. C. 1975: Geology of the Dan field and the Danish North Sea. – Danm. geol. Unders., III. række 43, pp. 1–24.
- Gaymard, R. and Poupon, A. 1968: Response of Neutron and Formation Density Logs in Hydrocarbon Bearing Formations. – The Log Analyst, (Sept.–Oct.) pp. 3–12.
- Hardman, R. F. P. and Eynon, G. 1977: Valhall Field – A Structural/ Stratigraphic Trap. – Northern North Sea Symposium 1977. Proceedings, pp. 1–33.
- Lavers, B. A., Smits, L. J. M., and van Baaren, C. 1975: Some Fundamental Problems of Formation Evaluation in the North Sea. – The Log Analyst, (May-June), pp. 3–13.
- Morris, R. L. and Biggs, W. P. 1967: Using Log-derived Values of Water Saturation and Porosity. – Eighth Annual Logging Symposium, Transactions, (June 11–14), Denver, Society of Professional Well Log Analysts – SPWLA.
- Murray, R. C. 1960: Origin of Porosity in Carbonate Rocks. – J. Sediment. Petrology, (March), 30(1), pp. 59–84.
- Oduolowu, O. 1977: A Case Study of the Determination of Connate Water Resistivity, R_w , by Repeat Logging, in the Powder River Basin, Wyoming. The Log Analyst, (Nov.-Dec.), pp. 27–31.
- Schlumberger 1972 [a]: Log Interpretation. Charts, pp. 1–92.
- Schlumberger 1972 [b]: The Essentials of Log Interpretation Practice, pp. 1–58.
- Schlumberger 1972 [c]: Log Interpretation, Volume 1 – Principles, pp. 1–112.
- Schlumberger 1974 [a]: Well Evaluation Conference, North Sea – June 1974, pp. 1–171.
- Schlumberger 1974 [b]: Log Interpretation, Volume II – Applications, pp. 1–116.
- Scholle, P. A. 1977: Chalk Diagenesis and Its Relation to Petroleum Exploration: Oil from Chalks, a Modern Miracle? – Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull., 61(7), pp. 982–1009.

Publications issued 1977

II. Række – II. Series

109. *Jens J. Lund*: Rhaetic to Lower Liassic palynology of the onshore south-eastern North Sea Basin. Dansk sammendrag: Rhæt – nedre lias palynologi i det sydøstlige Nordsø Bassins landområder. 1977. 129 p. (incl. 12 pls.).
110. *Ib Marcussen*: Deglaciation landscapes formed during the wasting of the late Middle Weichselian ice sheet in Denmark. Dansk sammendrag: Deglaciations landskaber dannet under smeltningen af isskjoldet i sen mellem weichsel i Danmark. 1977. 72 p.
111. *Gunnar Larsen, Flemming Højgaard Jørgensen and Søren Priisholm*: The stratigraphy, structure and origin of glacial deposits in the Randers area, eastern Jutland. Dansk sammendrag: Glacialaflejringerne stratigrafi og oprindelse i Randers-egnen. 1977. 36 p.

III. Række – III. Series

45. *Erik Stenestad*: Københavnsområdets geologi især baseret på citybaneundersøgelserne. Summary: Geology of the Copenhagen area predominantly based on investigations for an urban underground railway. 1976. 149 p.
46. *Arne Villumsen and Jens Jacobsen*: Mapping of hydrochemical data by computer at the Geological Survey of Denmark. Dansk sammendrag: Kortlægning af hydrokemiske data ved hjælp af EDB. 1977. 26 p. 2 pls.

Serie A – Series A

4. *H. Wienberg Rasmussen*: Geologi på Mols. Rapport udarbejdet for Fredningsplanudvalget for Århus amt. Abstract: Geology of the Mols area. Report for the Nature Conservancy Committee of Århus Amt, Denmark. 1977. 22 p. 6 pls.

Serie B – Series B

1. *Arne Dinesen, Olaf Michelsen and Kirsten Lieberkind*: A survey of the Paleocene and Eocene deposits of Jylland and Fyn. Dansk sammendrag: Kortlægning af paleocæne og eocæne aflejringer i Jylland og på Fyn. 1977. 15 p. 6 pls.

Rapporter – Reports

11. *Ellen Louise Mertz*: Ribe og omegns jordbundsforhold. En ingeniør-geologisk beskrivelse. (By-geologi nr. 8). 1977. 52 p. 3 pls.

Tafel 1. Vallensgård Mose / Bornholm

Pollendiagramm in der von Iversen eingeführten Berechnungs- und Darstellungsweise, jedoch mit dem Unterschied, daß die Häufigkeitskurven durch gleitende Durchschnittsbildung ausgeglichen worden sind (Näheres im Text).

Auf stratigraphische Angaben (nach Troels-Smith 1955) folgt das Hauptdiagramm, das das Verhältnis der Pollenanteile von Bäumen (inkl. *Betula nana*), Sträuchern (exkl. *B. nana*) und Krautigen wiedergibt. Die Häufigkeitsangaben für den *Betula alba*-Typ basieren auf den Ergebnissen der größenstatistischen Birkenpollen-Trennung. *B. nana* ist in die Baumpollen-Summe einbezogen, um bessere Vergleichbarkeit mit anderen Diagrammen zu ermöglichen.

Es folgen in Einzelkurven alle anderen pollenanalytisch unterschiedenen Taxa. Verzeichnet sind ferner umgelagerte Sporomorphen und 'Hystrix' sowie *Pediastrum*.

Die Bezeichnung der Zonen entspricht dem Vorschlag Nilsson's (1961).

Pollendiagram beregnet og fremstillet efter Iversens metode, dog med den forskel at kurverne er udjævnet ved glidende middeltal (se tekst).

Efter sedimentologiske angivelser (efter Troels-Smith 1955) følger et hoveddiagram som viser pollenprocenter for træer (inkl. *Betula nana*), buske (ekskl. *B. nana*) og urter. Frekvenserne for *Betula alba* type bygger på den størrelsesstatistiske birkepollen-adskillelse. *B. nana* er medtaget i træpollensummen for at give et sammenligningsgrundlag med andre diagrammer.

Enkeltkurverne viser alle andre pollenanalytisk udskilte taxa samt omljrede sporomorfer, »Hystrix« og *Pediastrum*. Zonebetegnelserne følger Nilsson (1961).

