

# Fra Kridthav til Vesterhav. Nordsøbassinets udvikling vurderet ud fra seismiske hastigheder

PETER JAPSEN



Japsen, P. 2000–12–31. Fra Kridthav til Vesterhav. Nordsøbassinets udvikling vurderet ud fra seismiske hastigheder. *Geologisk Tidsskrift*, hæfte 2, pp. 1–36, København.

Mellem Skandinavien og De Britiske Øer, der har hævet sig siden Kridthavet dækkede Nordvesteuropa, ligger skrivekridtet som et sammenhængende legeme. Forløbet af Nordsøbassinets opfyldning i Kænozoikum afspejles således i kridtets kompaktionsgrad. Afvigelser fra normalkompaktion er beregnet ud fra hastigheds-dybde anomalier for Skrivekridtet, den kænozoiske lagpakke og tre mesozoiske formationer på basis af intervalhastighedsdata fra 1100 borer i Nordsøbassinets. Beregningerne er foretaget i forhold til standardkurver for sammenhængen mellem lyd hastighed og dybde for Skrivekridtet, samt for marine og kontinentale lersten domineret af henholdsvis smektit/illit og kaolin. Standardkurverne afspejler at kompaktionsforløbet for disse sedimentære bjergarter er betinget af deres mineralogiske sammensætning. Dybdeanomalierne varierer systematisk inden for  $\pm 1$  km på tværs af Nordsøbassinets for Skrivekridtet og de nedre kænozoiske sedimenter, mens de øvre-kænozoiske aflejringer næsten er normalkompakterede, idet afvigelserne for de kænozoiske sedimenter beregnes i forhold til standardkurven for marine lersten.

Underkompakterede sedimenter forekommer i den centrale del af Nordsøen under den midtmiocæne inkonformitet hvor der i Skrivekridtet er målt moderate overtryk på omkring 10 MPa. Overtrykket i Skrivekridtet og de nedre-kænozoiske sedimenter skyldes hovedsageligt kompaktionsuligevægt betinget af den hurtige, sen-kænozoiske aflejring og den langsomme afdræning af porevæske fra de underliggende sedimenter af kænozoisk og mesozoisk alder. Denne afdræning er bestemt af mægtigheden og de forseglende egenskaber af de nedre-kænozoiske sedimenter. Overkompakterede sedimenter forekommer langs Nordsøbassinets vestlige og østlige rand hvor et sedimentdække på op til 1 km er borteroderet efter neogen landhævning og af senere glaciale processer.

Den neogene landhævning langs Nordsøbassinets vestlige og østlige rand og den hurtige indsynkning af bassinets center indgår i et mønster af vertikale bevægelser i hele det nordatlantiske område. En model der kan forklare disse fænomener, må kunne adskille følgerne af den palæogene landhævning langs pladegrænser fra eftervirkningerne af den neogene landhævning der kan følges langt fra aktive pladegrænser. Modellen må samtidig inddrage det observerede indsynkningsmønster nær landområderne.

Peter Japsen, [pj@geus.dk](mailto:pj@geus.dk), Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS), Thoravej 8, 2400 København NV.

## English summary

### The Cenozoic development of the North Sea Basin as estimated from seismic velocities

The North Sea Chalk forms a coherent body between Scandinavia and the British Isles which were uplifted since the sea covered North-west Europe during the Cretaceous. The burial history of the North Sea Basin during the Cenozoic is thus reflected in the degree of compaction of the Chalk. Deviations from normal compaction are calculated from velocity-depth anomalies for the Chalk, the Cenozoic sequence and three Mesozoic formations based on interval velocity data from 1100 wells in the North Sea Basin. The anomalies are calculated relative to normal velocity-depth trends for the Chalk and for marine and continental shale dominated by smectite/illite and kaolin, respectively. The baselines reflect that the compaction process for these sedimentary rocks depends on their mineralogical composition. The depth anomalies vary systematically within  $\pm 1$  km across the North Sea Basin for the Chalk and the lower Cenozoic sediments, whereas the upper Cenozoic sediments almost are normally compacted when the deviations for the Cenozoic sediments are calculated relative to the baseline for marine shale.

Undercompacted sediments occur in the central North Sea below the mid-Miocene unconformity where a moderate overpressure of c. 10 MPa is recorded for the Chalk. The overpressure in the Chalk and the lower Cenozoic sediments is mainly caused by disequilibrium compaction due to the rapid late Cenozoic burial and the slow draining of pore fluids from the underlying sediments of Cenozoic and Mesozoic age. The drainage is dependent on the thickness and sealing capacity of the lower Cenozoic sediments.

Overcompacted sediments occur along the western and eastern margin of the North Sea Basin where a sedimentary cover of up to 1 km was eroded after Neogene uplift and by subsequent glacial processes.

The Neogene uplift along the western and eastern margins of the North Sea Basin and the rapid subsidence of its centre fit into a pattern of vertical movements around the North Atlantic. A model explaining these phenomena must separate the effects of Paleogene uplift of plate boundaries from those of Neogene uplift that reach beyond plate boundaries, and must also include the subsidence patterns observed adjacent to the landmasses.

Denne afhandling er i forbindelse med de nedenstående anførte offentliggjorte afhandlinger af Det Naturvidenskabelige Fakultet antaget til offentlig at forsvares for den naturvidenskabelige doktorgrad.

København, den 7. december 2000

Henrik Jeppesen, Dekan

## Artikler

- Japsen, P. 1993: Influence of lithology and Neogene uplift on seismic velocities in Denmark; implications for depth conversion of maps. *AAPG Bulletin* 77, 194–211.
- Japsen, P. 1994: Retarded compaction due to overpressure deduced from a seismic velocity/depth conversion study in the Danish Central Trough, North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 11, 715–733.
- Japsen, P. 1997: Regional Neogene exhumation of Britain and the western North Sea. *Journal of the Geological Society, London* 154, 239–247.
- Japsen, P. 1998: Regional velocity-depth anomalies, North Sea Chalk: a record of overpressure and Neogene uplift and erosion. *AAPG Bulletin* 82, 2031–2074.
- Japsen, P. 1999: Overpressured Cenozoic shale mapped from velocity anomalies relative to a baseline for marine shale, North Sea. *Petroleum Geoscience* 5, 321–336.
- Japsen, P. 2000: Investigation of multi-phase erosion using reconstructed shale trends based on sonic data. *Sole Pit axis, North Sea. Global and Planetary Change* 24, 189–210.
- Japsen, P. & Bidstrup, T. 1999: Quantification of late Cenozoic erosion in Denmark based on sonic and vitrinite data. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 46, 79–99.
- Japsen, P., Britze, P. & Andersen, C. *in press*: Upper Jurassic–Lower Cretaceous of the Danish Central Graben: Structural framework and nomenclature. In Surlyk, F. & Ineson, J. R. (eds) *The Jurassic of Denmark and Greenland. Geology of Denmark Survey Bulletin*.
- Japsen, P. & Chalmers, J. A. 2000: Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: Overview. *Global and Planetary Change* 24, 165–173.
- Megson, J. B., Japsen, P. & Caillet, G. 1998: Discussion: 'Overpressure and hydrocarbon trapping in the Chalk of the Norwegian Central Graben' by G. Caillet *et al.* *Petroleum Geoscience* 4, 181–185.

## Kortudgivelser og datadokumentation

- Britze, P. & Japsen, P. 1991: Geological map of Denmark 1: 400,000. The Danish Basin. "Top Zechstein" and the Triassic (two-way traveltime and depth, thickness and interval velocity). Geological Survey of Denmark Map Series 31. 4 maps and 4 pp.
- Britze, P., Japsen, P. & Andersen, C. 1995a: Geological map of Denmark 1:200,000. The Danish Central Graben. "Base Chalk" and the Chalk Group (two-way traveltime and depth, interval velocity and isochore). Geological Survey of Denmark Map Series 48. 4 maps and 7 pp.
- Britze, P., Japsen, P. & Andersen, C. 1995b: Geological map of Denmark 1:200,000. The Danish Central Graben. "Base Cretaceous" and the Cromer Knoll Group (two-way traveltime and depth, interval velocity and isochore). Geological Survey of Denmark Map Series 49. 4 maps and 7 pp.
- Britze, P., Japsen, P. & Andersen, C. 1995c: Geological map of Denmark 1:200,000. The Danish Central Graben. "Base Upper Jurassic" and the Upper Jurassic (two-way traveltime and depth, interval velocity and isochore). Geological Survey of Denmark, Map Series 50. 4 maps and 7 pp.
- Britze, P., Japsen, P. & Andersen, C. 1995d: Geological map of Denmark 1:200,000. The Danish Central Graben. "Top Chalk" and the Post Chalk Group (two-way traveltime, depth and interval velocity). Geological Survey of Denmark Map Series 47. 3 maps and 7 pp.
- Japsen, P. & Langtofte, C. 1991a: Geological map of Denmark, 1:400,000. The Danish Basin. "Base Chalk" and the Chalk Group (two-way traveltime and depth, thickness and interval velocity). Geological Survey of Denmark Map Series 29. 4 maps and 4 pp.
- Japsen, P. & Langtofte, C. 1991b: Geological map of Denmark, 1:400,000. The Danish Basin. "Top Triassic" and the Jurassic–Lower Cretaceous (two-way traveltime and depth, thickness and interval velocity). Geological Survey of Denmark Map Series 30. 4 maps and 4 pp.
- Nielsen, L.H. & Japsen, P. 1991: Deep wells in Denmark 1935–1990. Lithostratigraphic subdivision. Geological Survey of Denmark Series A 31. 179 pp.

## Indledning

Allerede i begyndelsen af det tyvende århundrede blev det foreslået at fjeldene i Skandinavien og på De Britiske Øer var dannet i kænozoisk tid (Geikie 1901, Reusch 1901). Teorierne tog udgangspunkt i studiet af landskabsformer, hvor f.eks. Reusch (1901) tog det svagt kuperede landskab i stor højde i det sydlige Norge som udtryk for landhævning efterfulgt af dyb erosion langs floddale.

Hypotesen om landhævning i kænozoisk tid er kun i ringe omfang gået i arv til de nye generationer af geologer og geofysikere der påbegyndte studiet af Nordsøbassinet efter de første oliefund i tresserne (se f.eks. Glennie & Hurst 1996). Først da olieeftersøgningen nord for Norge gav skuffende resultater, og dyb erosion blev erkendt som årsagen til at den forventede olie var forsvundet, vandt teorien om landhævning ny udbredelse (f.eks. Jensen, Riis & Boyd 1992, Nyland et al. 1992, Doré & Jensen 1996). Den

velkendte geologi ud for Norges vest- og sydkyst kunne nu genvurderes ud fra den gamle teori: når de geologiske lag er ældre og ældre ind mod det blottede grundfjeld kunne det forklares med et stadig dybere snit i en nu delvis forsvundet geologisk lagserie forårsaget af en meget sen hævnning af Skandinavien (Fig. 1; f.eks. Jensen, Riis & Boyd 1992). Også i Storbritannien har omfanget og det tidsmæssige forløb af landhævning og erosion i løbet af Kænozoikum været diskuteret i en årrække (se Japsen 1997).

Skrivekridtet ligger som et sammenhængende legeme i hele Nordsøbassinet, og det har en række egenskaber der gør det muligt at afdække aspekter af Nordsøbassinets udvikling i løbet af Kænozoikum (Skrivekridtgruppen, Øvre Kridt-Danien, se Fig. 2, 3). Skrivekridtet er en homogen aflejring der hovedsagelig består af stabilt, magnesiumfattigt kalcit fra planktoniske alger, således at porøsiteten og dermed lyd hastigheden i Skrivekridtet i høj grad afhænger af den belastning som det har været udsat for af de over-

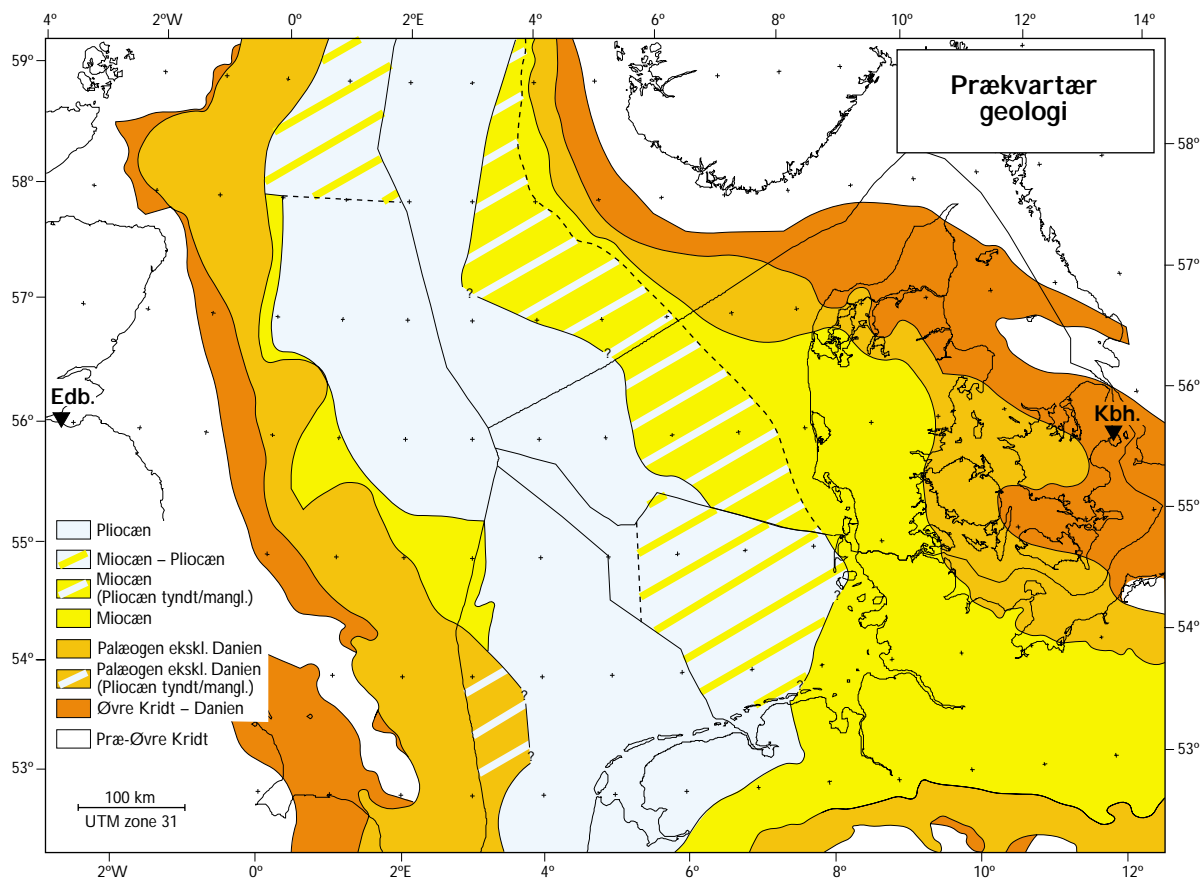


Fig. 1. Den prækvartære geologi i Nordsøbassinet. Afbrydelsen i den sedimentære lagserie under det kvartære dække vokser mod randen af bassinet. Symmetrien på tværs af bassinet kan forklares ved at både Skandinavien og De Britiske Øer har været påvirket af neogen landhævning og erosion (Fig. 4, 14). Nationale sektorgrænser er forklaret i Fig. 2. Dybdeprofilen i Fig. 4 går fra Edinburgh til København, 'Edb' til 'Kbh'. Modificeret efter Japsen (1998).

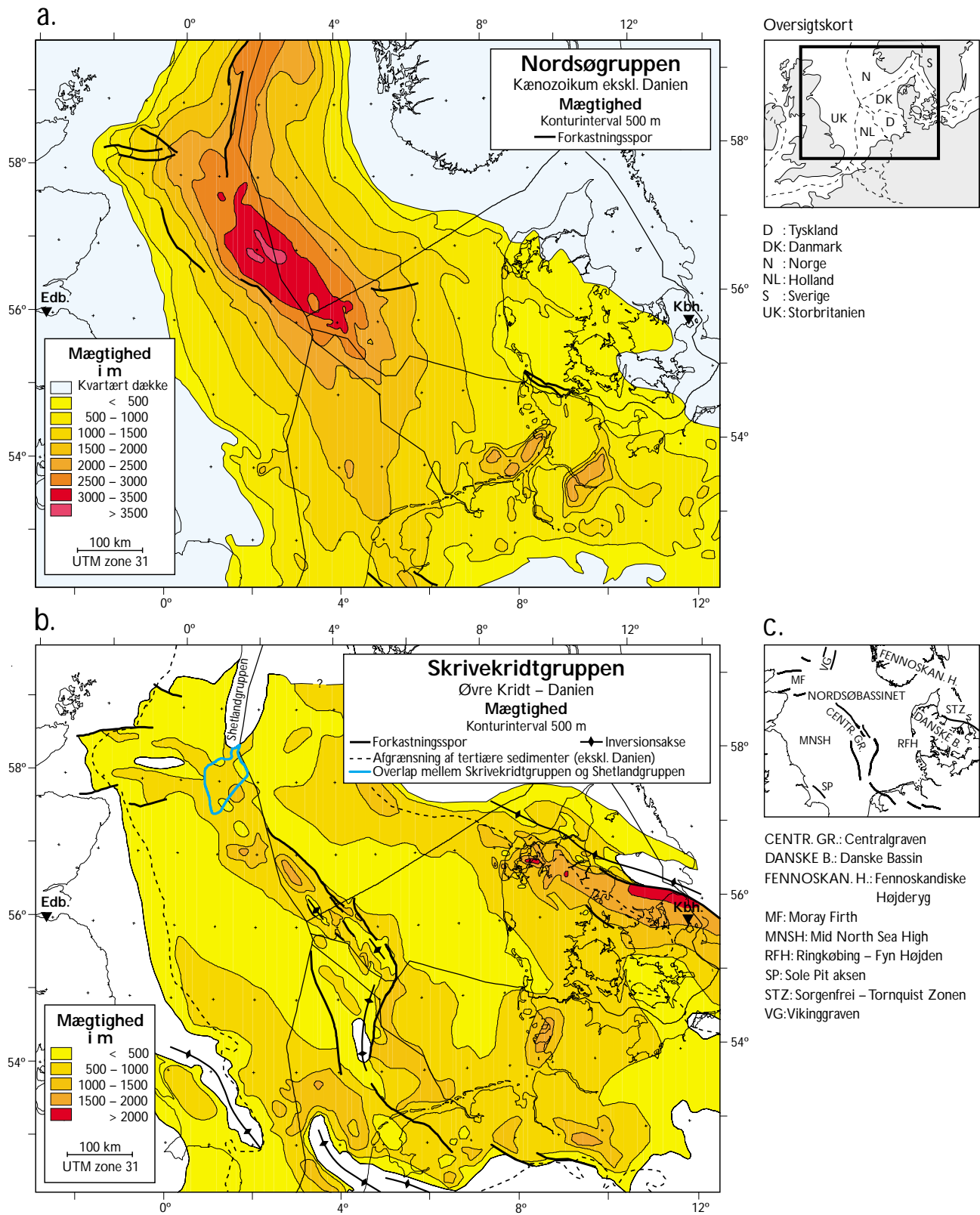


Fig. 2. Udbredelsen af aflejringerne fra Sen Kridt–Kænozoikum i Nordsøbassinet.

a. Mægtigheden af Nordsøgruppen.

b. Mægtigheden af Skrivekridtgruppen.

c. Strukturelle elementer i Sen Kridt–Kænozoikum.

Skrivekridtet går i dagen langs randen af bassinet, men er begravet under et mere end 3 km tykt sedimentdække centralt i bassinet. Litostratigrafisk nomenklatur i Fig. 3. Modificeret efter Japsen (1998).



liggende lag (Scholle 1977, Kennedy 1987, Ziegler 1990, Borre & Fabricius 1998). Sammenhængen mellem lyd hastighed og dybde gør det derfor muligt at vurdere om Skrivekridtets nuværende begravelsesdybde svarer til dets kompaktionsgrad. Endvidere gør det store antal borer i Nordsøområdet det muligt at foretage denne sammenligning over hele området, og Skrivekridtets ensartethed og anseelige mægtighed (godt 500 m i gennemsnit) gør denne sammenligning ret robust, når hastigheden beregnes som en middelværdi over hele laget (Tabel 1).

Langs randen af Nordsøbassinet er Skrivekridtets dæklag delvist borteroderede, og også Skrivekridt-aflejringer må være blevet fjernet fra betragtelige områder uden for det område hvor Skrivekridtet er bevaret i dag (Fig. 4). Den regionale karakter af denne erosion er først blevet erkendt i de senere år, og størrelsen (op til 1 km), tidspunktet for og specielt årsagerne til erosionen er stadig omdiskuterede (f.eks. Bulat & Stoker 1987, Jensen, Riis & Boyd 1992, Hillis 1995, Rohrman & van der Beek 1996, Japsen 1997, 1998, Japsen & Chalmers 2000). I den centrale del af Nordsøen er Skrivekridtet derimod underkompakteret, og trykket i porevæsken er højere end hvis vand-spejlet var frit (se f.eks. Scholle 1977). Dette overtryk er op til 20 MPa eller 2900 psi i en dybde på 2600 m, og kan hovedsagelig tilskrives den hurtige, sen-kænozoiske pålejring af sedimentter (Carstens 1978, Japsen 1994, 1998, 1999). Overtrykket bevirker at porositeten i Skrivekridtet er relativt høj, hvilket er af stor praktisk betydning da vældige kulbrinteforekomster findes i Skrivekridtet i den danske og norske sektor af Nordsøen (f.eks. Dan og Ekofisk felterne).

Ud fra den iagttagelse at Skrivekridtet i store områder ikke er normalkompakteret, har jeg udledt en normalhastighedskurve baseret på data fra Nordsøen og fra recente pelagiske karbonataflejringer nær havbunden (Shipboard Scientific Party 1991, Japsen 1998, 2000). Normalkompaktionskurver for Skrivekridtet er tidligere blevet præsenteret i andre studier (Scholle 1977, Sclater & Christie 1980, Bulat & Stoker 1987, Hillis 1995). Den her anvendte standardkurve er imidlertid den første der er baseret på data fra hele Nordsøbassinet, den angiver fysisk mulige hastigheder såvel ved jordoverfladen (havbunden/terrænoverfladen) som ved stor dybde, og endelig fører den til geologisk rimelige skøn over erosion og overtryk. Jeg har rekonstrueret standardkurver for marine og kontinentale lersten (domineret af henholdsvis smektit/illit og kaolin) ved at korrigere nuværende dybder til mesozoiske formationer under Skrivekridtet for effekten af sen-kænozoisk erosion vurderet ud fra lyd hastigheder i Skrivekridtet (Japsen 2000). Den derved fremkomne standardkurve for marine lersten svarer til tidligere forslag, hvilket tyder på at normalhastig-

hedskurven for Skrivekridtet er anvendelig (Scherbaum 1982, Hansen 1996). I det følgende vil jeg argumentere yderligere for at de tre fremsatte normalhastighedskurver er fysisk og geologisk rimelige modeller for sammenhængen mellem lyd hastighed og dybde, og at de kan anvendes til undersøgelse af et sedimentært bassins udvikling.

## Normalhastighedskurver og hastigheds-dybde anomalier

En normalhastighedskurve for en ensartet sedimentær formation (en standardkurve) angiver hvorledes lyd hastigheden i bjergarten stiger med dybden når porositeten mindskes under normalkompaktion. Under normalkompaktion forbliver trykket i formationen i hydrostatisk ligevægt, og mægtigheden af dæklagene over formationen er konstant eller øges ved sedimentation på jordoverfladen. Afvigelser fra en normalhastighedskurve kan derfor bruges til at undersøge om en formation er over- eller underkompakteret (Fig. 5). Det er således muligt til at anslå tykkelsen af manglende dæklag for overkompakterede formationer, at vurdere tilstedeværelsen af overtryk på grund af underkompaktion og at bruge hastigheds-dybde anomalierne til dybdekonvertering (f.eks. Hottmann & Johnson 1965, Herring 1973, Magara 1978, Bulat & Stoker 1987, Marsden 1992, Japsen 1993, 1994, 1998, 1999, 2000, Hillis 1995, Hansen 1996, Al-Chalabi 1997b). Studier af sammenhængen mellem hastighed og dybde for sedimentter gør det således muligt at opstille begrænsninger for både fysiske og geologiske parametre på basis af data der er lettilgængelige over store områder. Vurderinger af erosion og overtryk er således ofte blevet baseret på data for marine lersten, ligesom erosion af Nordsøbassinet tidligere er blevet vurderet ud fra skrivekridtdata (f.eks. Herring 1973, Bulat & Stoker 1987, Hillis 1995, Hansen 1996). En bestemmelse af overtryk ud fra lyd hastigheder i Skrivekridt blev første gang præsenteret af Japsen (1998).

Skønt den iagttagelse at sedimenternes lyd hastighed stiger med dybden er lige så gammel som efterforskningsgeofysik (f.eks. Slotnick 1936), er der ikke gjort mange forsøg på at generalisere disse erfaringer (se Bulat & Stoker 1987, Hillis 1995, Al-Chalabi 1997a, Japsen 1998, 2000). Flere faktorer gør det muligt at opstille simple modeller for sammenhængen mellem hastighed og dybde for visse ensartede sedimentære bjergarter. For det første påvirkes lydbølger af den sedimentære bjergarts gennemsnitlige egenskaber under bølgenes passage gennem sedimentet.

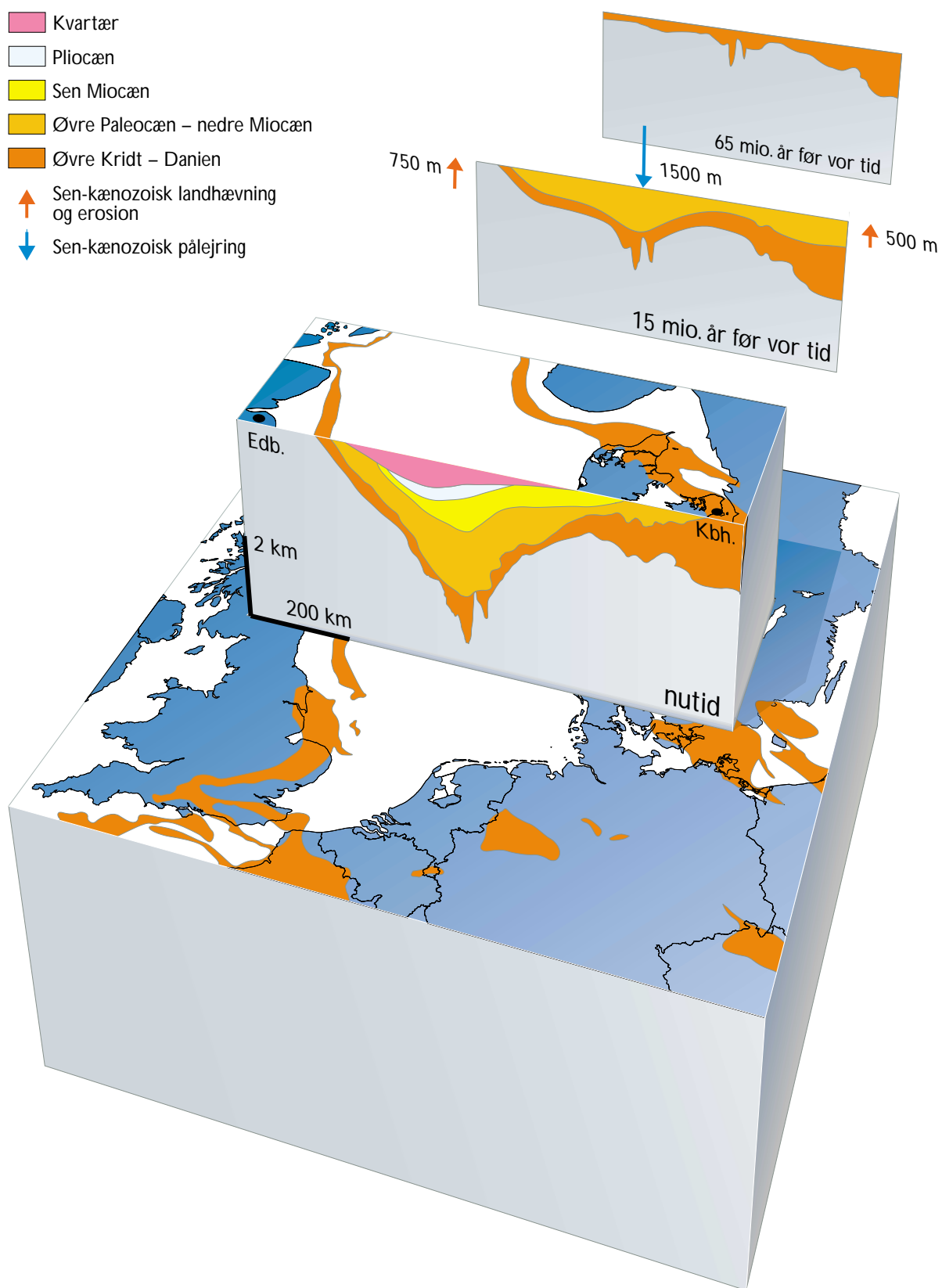


Fig. 4. Mulig rekonstruktion af den kænozoiske udvikling af Nordsøbassinet langs et profil fra 'Edb.' til 'Kbh.' (se Fig. 2). I sen-kænozoisk tid er dæklag på 500–1000 m bortrøderet hvor Skrivekridtets afgrænsning findes i dag, mens 1500 m er aflejret centralt i bassinet. Den midt-miocæne inkonformitets alder er ca. 15 mio. år, mens tidspunktet for starten af den neogene landhævning er usikker og muligvis var tidligere end for 15 mio. år siden. Modificeret efter Japsen (1998).

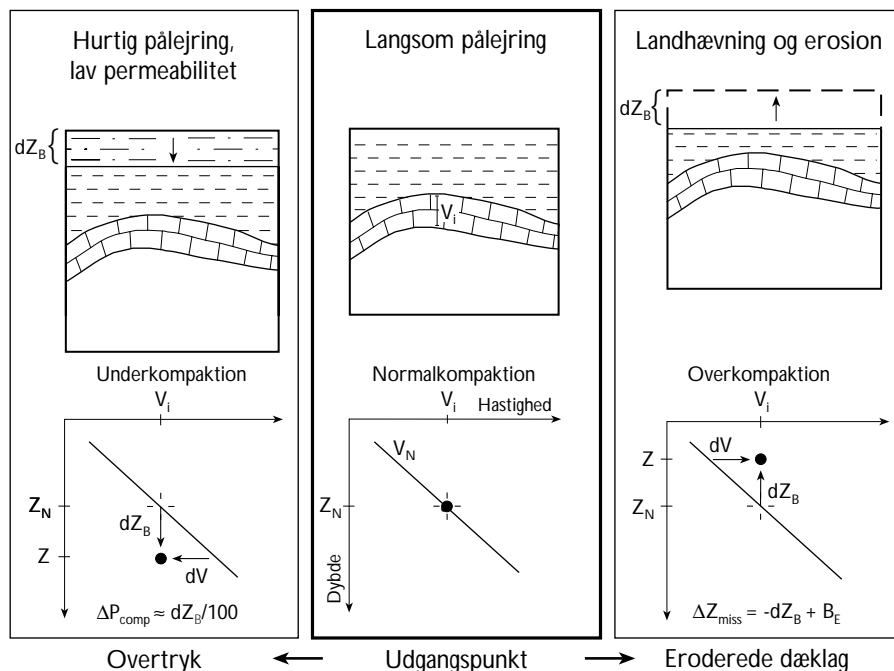


Fig. 5. Hastighedsanomali,  $dV$ , og dybdeanomali,  $dZ_B$ , i forhold til en normalhastighedskurve,  $V_N$ , for en formation (Ligning 1). Underkompaktion på grund af hurtig pålejring og lav permeabilitet forårsager overtryk,  $\Delta P_{comp}$ , og lave hastigheder i forhold til dybden ( $dZ_B > 0$ , Ligning C-2a). Landhævning og erosion reducerer mægtigheden af dæklagene og medfører overkompaktering og høje hastigheder i forhold til dybden ( $dZ_B < 0$ ). Fornyet pålejring efter erosionen,  $B_E$ , vil maskere størrelsen af de manglende dæklag,  $\Delta z_{miss}$  (Ligning 2, Fig. 6). Den normaliserede dybde,  $z_N$ , er den dybde der svarer til normalkompaktion for den målte hastighed. Modificeret efter Japsen (1998, 1999).

For det andet påvirkes lydbølger hovedsageligt af den intergrannulære porøsitet og ikke af sprækker (Rider 1986). Og endelig er bølgelængden af lydbølger (op til  $10^2$  m) mange størrelsesordener større end f.eks. partiklerne i smektit/illit-domineret ler (omkring  $10 \text{ \AA} = 10^{-9}$  m, Weaver 1989).

En normalhastighedskurve kan fastlægges for en sedimentær formation hvis der observeres en generel stigning af formationens lydhastighed med dybden (ud fra sonic-logs eller intervalhastigheder målt i borer), og hvis formationen er normalkompakteret. En normalhastighedskurve er altså et udtryk,  $V_N(z)$ , der angiver lydhastigheden,  $V_N$  [målt i m/s], som funktion af dybden  $z$  [m] under jordoverfladen. Denne sammenhæng kan imidlertid kun observeres over et begrænset dybdeinterval der i bedste fald kan dække nogle kilometer. Ekstrapolationer ud over den observerede sammenhæng må opfylde simple grænsebetingelser dels ved jordoverfladen, hvor lydhastigheden kan beregnes for det nyaflejrede sediment med høj porøsitet (dvs. nær lydhastigheden i vand), og dels ved stor dybde hvor lydhastigheden må have en endelig størrelse, og hastigheds-dybde gradienten må nærme sig nul. Fastlæggelsen af en sådan standardkurve afhænger således af tre generaliseringer: 1. identifikation af en relativt ensartet litologisk enhed, 2. udvælgelse af referencepunkter der repræsenterer normalkompaktion, og 3. tilordning af et matematisk udtryk for den observerede sammenhæng mellem hastighed og dybde. Den matematiske

formulering af normalhastighedskurver er diskuteret i Appendiks A, dybdekonvertering i Appendiks B og de anvendte symboler er samlet i Tabel 2.

### Dybdeanomalier i forhold til en normalhastighedskurve

Dybdeanomalien,  $dZ_B$  [m], er forskellen mellem den aktuelle dybde,  $z$ , til et sedimentært lag og den dybde,  $z_N$ , der svarer til normalkompaktion for den målte hastighed,  $V$  (Fig. 5; engelsk: burial anomaly, Japsen 1998). Denne definition kan formuleres som

$$dZ_B = z - z_N(V) \quad (1)$$

hvor  $z_N(V)$  er den inverterede normalhastighedsfunktion  $V_N(z)$ . Hastighedsanomalien,  $dV$  [m/s], er den tilsvarende forskel langs hastighedsaksen (Japsen 1993). Udtrykket dybdeanomali dækker alene over at dybden til laget afviger fra standardkurven, og ikke over hvad der har forårsaget anomalien. Geografiske variationer af hastighedsanomalien for en sedimentær formation kan således skyldes ændringer i formationens litologi eller i formationsvæskens sammensætning samt afvigelser fra normalkompaktion betinget af lagets pålejningshistorie (engelsk: burial history). Formler for udregning af hastigheds- og dybdeanomalier er angivet i Appendiks A.



Tabel 2. Anvendte symboler

$\alpha$	Biots-faktor [-]
$B_E$	Fornyset pålejring efter erosion [m]
$b_1, b_2$	Ekspontielle konstanter, Ligning A-3, A-4 [m <sup>-1</sup> ]
$g$	Tyngdeaccelerationen, 9.807 m/s <sup>2</sup>
$k$	Hastigheds-dybde gradient [m/s/m = s <sup>-1</sup> ]
mwe	Muddervægt-ækvivalent [kg/m <sup>3</sup> ]
$P, P_H$	Formationstryk, hydrostatisk tryk [Pa]
$\Delta P$	Overtryk i en formation = $P - P_H$ [Pa]
$\Delta P_{buoy}$	Overtryk forårsaget af opdrift [Pa]
$\Delta P_{comp}$	Overtryk forårsaget af underkompaktion, Ligning C-2 [Pa]
$\Delta P_{trans}$	Overtryk forårsaget af omfordeling af overtryk [Pa]
$q$	Transittids-dybde gradient [s/m <sup>2</sup> ]
$S$	Tryk forårsaget af dæklagenes vægt [Pa]
$\Delta T$	To-vejs løbetid gennem et lag [s]
$tt, tt_0, tt_\infty$	Transittid, - ved jordoverfladen, - ved uendelig dybde [s/m]
$V, V_1, V_0$	Hastighed over et tyndt lag, intervalhastighed, hastighed ved jordoverfladen [m/s]
$V_N$	Normal hastigheds-dybde kurve for en formation
$V_N^{Ch}$	Normal hastigheds-dybde kurve for Skrivekridt, Ligning A-9
$V_N^{BSH}$	Normal hastigheds-dybde kurve for Bunter Lersten, Ligning A-11
$V_N^{Sh}$	Normal hastigheds-dybde kurve for marine lersten domineret af smektit/illit, Ligning A-10
$dV$	Hastighedsanomali i forhold til en normalhastighedskurve, f.eks. Ligning A-6 [m/s]
$z$	Dybde (for hastighedsdata i forhold til jordoverfladen; for trykdata i forhold til havniveau) [m]
$z_{miss}$	Manglende dæklag fjernet ved erosion, Ligning 2 [m]
$z_N$	Dybde svarende til normalkompaktion for den målte hastighed [m]
$z_t$	Dybden til toppen af et lag [m]
$dZ_B$	Dybdeanomali i forhold til en normalhastighedskurve, Ligning 1 [m]
$\Delta z$	Mægtigheden af et lag [m]
$\Delta z_{up}, \Delta z_{low}$	Mægtighed af den øvre og nedre Nordsøgruppe, Fig. 3 [m]
$\varphi$	Porøsitet [%]
$\Delta\rho_{up}$	Gennemsnitlig densitetskontrast mellem porevæsken og det vandmættede sedimentet i de øvre dæklag [kg/m <sup>3</sup> ]
$\sigma$	Effektiv spænding = $S - P$ [Pa]
$\sigma_{up}$	Effektiv spænding forårsaget af de øvre dæklag, Ligning C-1 [Pa]

## Negativ dybdeanomali forårsaget af erosion af dæklagene

Hvis lydastigheden i et lag er høj i forhold til dybden, er hastighedsanomalien positiv mens dybdeanomalien er negativ. En sådan anomali kan være forårsaget af erosion af dæklagene således at dybden til laget er mindsket. I litteraturen findes mange betegnelser for dette begreb: 'apparent uplift' (dansk: tilsyneladende landhævning; Bulat & Stoker 1987), 'net uplift and erosion' (Riis & Jensen 1992), 'apparent exhumation' (dansk: tilsyneladende blotlæggelse; Hillis 1995); se Japsen (1998) for en nærmere diskussion af disse udtryk.

Kun ud fra en samlet vurdering af et område kan det afgøres om en dybdeanomali kan tolkes som et mål for erosion eller må tilskrives andre forhold såsom laterale variationer i litologi. For at kunne tolkes som udtryk for erosion skal dybdeanomalien for et lag ikke alene svare til andre bestemmelser af erosionens størrelse, men erosionen af dæklagene skal også dokumenteres ved en afbrydelse i den sedimentære lagsøjle. At formationen har været dybere begravet indebærer således dels at sedimentet engang er blevet aflejret over formationen, og dels at de senere er blevet bortroderet. Dette tilsyneladende banale udsagn kan eksemplificeres ved den kænozoiske udvikling på Sjælland: her ligger toppen af Skrivekridtgruppen i dag nær jordoverfladen, og derfor må en dybdeanomali for Skrivekridtet på 500 m betyde at kænozoiske aflejringer af denne mægtighed må være blevet bortroderet. Hvis vi antager at erosionen blev påbegyndt i løbet af Miocæn, må de nu manglende lag have været af Paleocæn-Miocæn alder.

Dybdeanomalien udtrykker altså ideelt hvor meget dybere laget var begravet da det opnåede sin nuværende kompaktionsgrad (og dermed den målte lydastighed) idet kompaktionsprocessen normalt er irreversibel. Metoden registrerer derfor den samlede afvigelse fra maksimal begravelsesdybde idet fornyet pålejring efter erosionen,  $B_E$  [m] (engelsk: post-exhumational burial), vil maskere den oprindelige tykkelse af de manglende dæklag,  $\Delta z_{miss}$  [m] (engelsk: missing section; Hillis 1995, Japsen 1998). Dette kan skrives således (se Fig. 6):

$$\Delta z_{miss} = -dZ_B + B_E \quad (2)$$

hvor minustegnet markerer at erosion resulterer i en negativ dybdeanomali. Effekten af en prækvartær erosion på 300 m vil således blive skjult af en efterfølgende kvartær pålejring af samme størrelse.

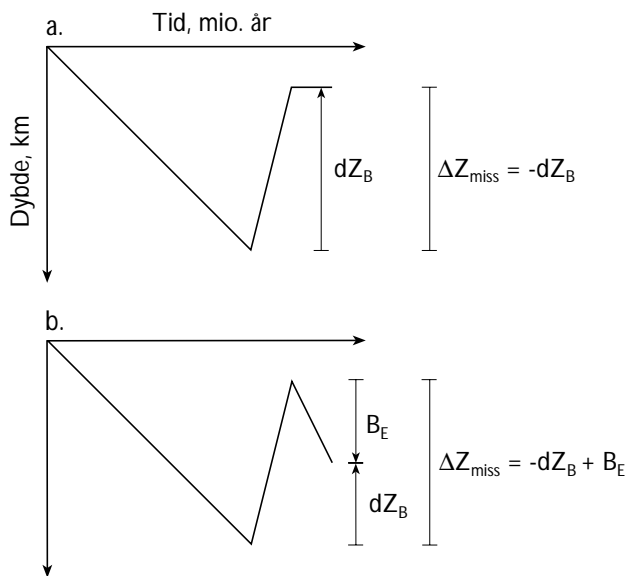


Fig. 6. Schematisk indsynkningsdiagram der illustrerer at fornyet påejring efter erosion,  $B_E$ , vil maskere størrelsen af de borteroderede dæklag,  $\Delta Z_{\text{miss}}$ , i forhold til dybdeanomalien,  $dZ_B$  (Ligning 2).

a. Erosion uden efterfølgende påejring.  
 b. Erosion efterfulgt af fornyet påejring.  
 Bemærk at fjernelse af dæklag fører til en negativ dybdeanomali. Modifieret efter Japsen (1998).

### Positiv dybdeanomali forårsaget af overtryk

Hvis lyd hastigheden i en formation er lille i forhold til dybden, er hastighedsanomalien negativ mens dybdeanomalien er positiv. En sådan anomali kan være forårsaget af underkompaktion på grund af overtryk. Der er overtryk i formationsvæsken i et lag når væsken delvis bærer vægten af dæklagene (ud over deres indhold af væske) (Terzaghi & Peck 1968). Laget siges at være underkompakteret fordi porøsiteten er relativt høj, og da dette medfører relativt lave hastigheder bliver laget karakteriseret ved positive dybdeanomalier. Se Appendiks C for en nærmere diskussion af disse forhold.

### Hastighedsdata

Grundlaget for denne undersøgelse er data fra kalibrerede sonic-logs i 1100 borer fra de britiske, danske, hollandske og norske sektorer i Nordsøområdet mellem ca. 53°N og 59°N. Den litostratigrafiske terminologi for Øvre Kridt-Kænozoikum er vist i Fig. 3. Fjerritslev Formationen (Nedre Jura) samt Bunter Lersten og Bunter Sandsten (Nedre Trias) er beskrevet af Michelsen (1989), Bertelsen (1980) og Johnson,

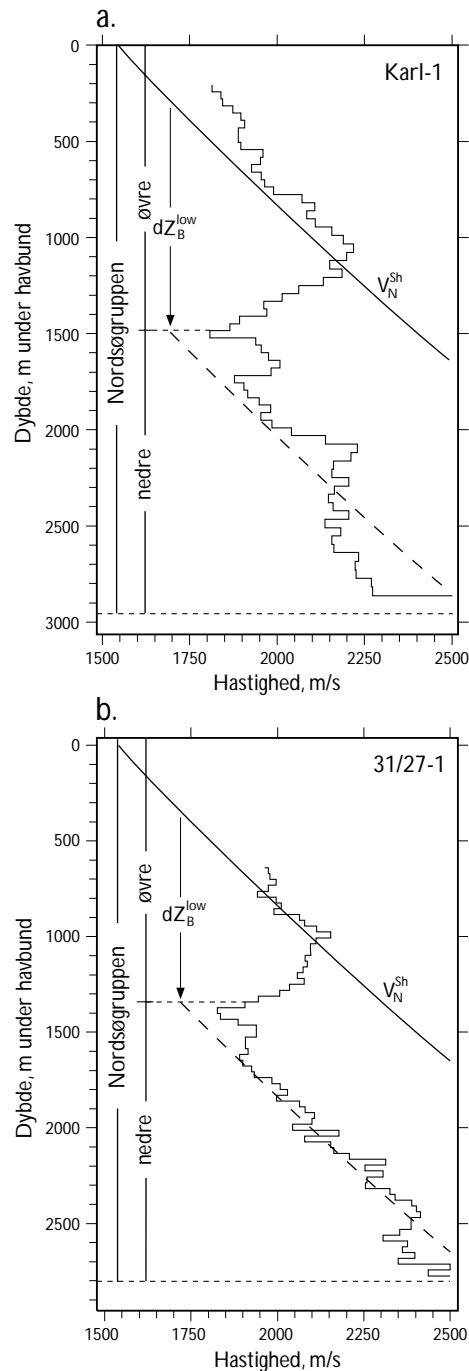


Fig. 7. Sonic-logs for Nordsøgruppen.

a. Den danske boring Karl-1.

b. Den britiske boring 31/27-1.

De lave hastigheder i den nedre Nordsøgruppe afspejler et stort overtryk som i det underliggende Skrivekridt er bestemt til henholdsvis 15 og 13 MPa i nærliggende borer. Den basale del af den øvre Nordsøgruppe udgør en overgangszone hvor overtrykket stiger gradvist.  $V_N^{Sh}$ : normalhastighedskurven for marine lersten (Ligning A-10). Standardkurven er også vist parallelførskudt med værdien af dybdeanomalien for den nedre Nordsøgruppe,  $dZ_B^{low}$  henholdsvis, 1203 og 1004 m bestemt for borerne. Lokalisering på Fig. 9. Modifieret efter Japsen (1994, 1998).

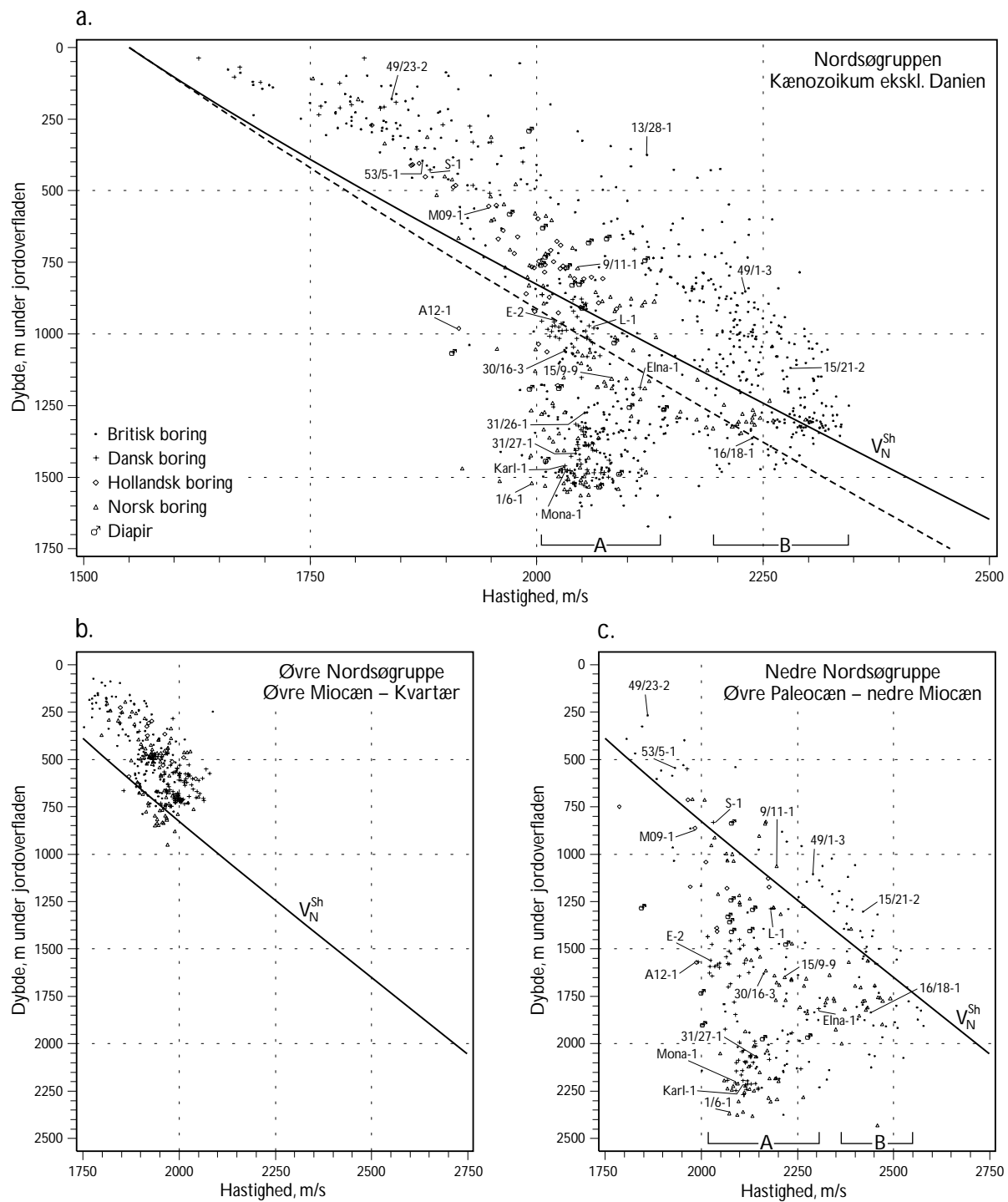


Fig. 8. Intervalhastighed afbildet mod midtpunktsdybde for borer i Nordsøbassinet.

- Nordsøgruppen.
- Øvre Nordsøgruppe.
- Nedre Nordsøgruppe.

To grupperinger af datapunkter ses for midtpunktsdybder større end 1000 m for Nordsøgruppen og for den nedre Nordsøgruppe (A og B i Fig. 8a, 8c). Underkompaktion og overtryk under den midt-miocæne inkonformitet fører til gruppering A, mens gruppering B svarer til normalkompaktion.  $V_N^{Sh}$ : normalhastighedskurve for marine lersten (Ligning A-10). Denne kurve er forskudt mod mindre dybde med f.eks. 200 m for  $z=2$  km i forhold til den stiplede kurve der blev anvendt af Japsen (1999). Lokalisering er angivet på Fig. 9.

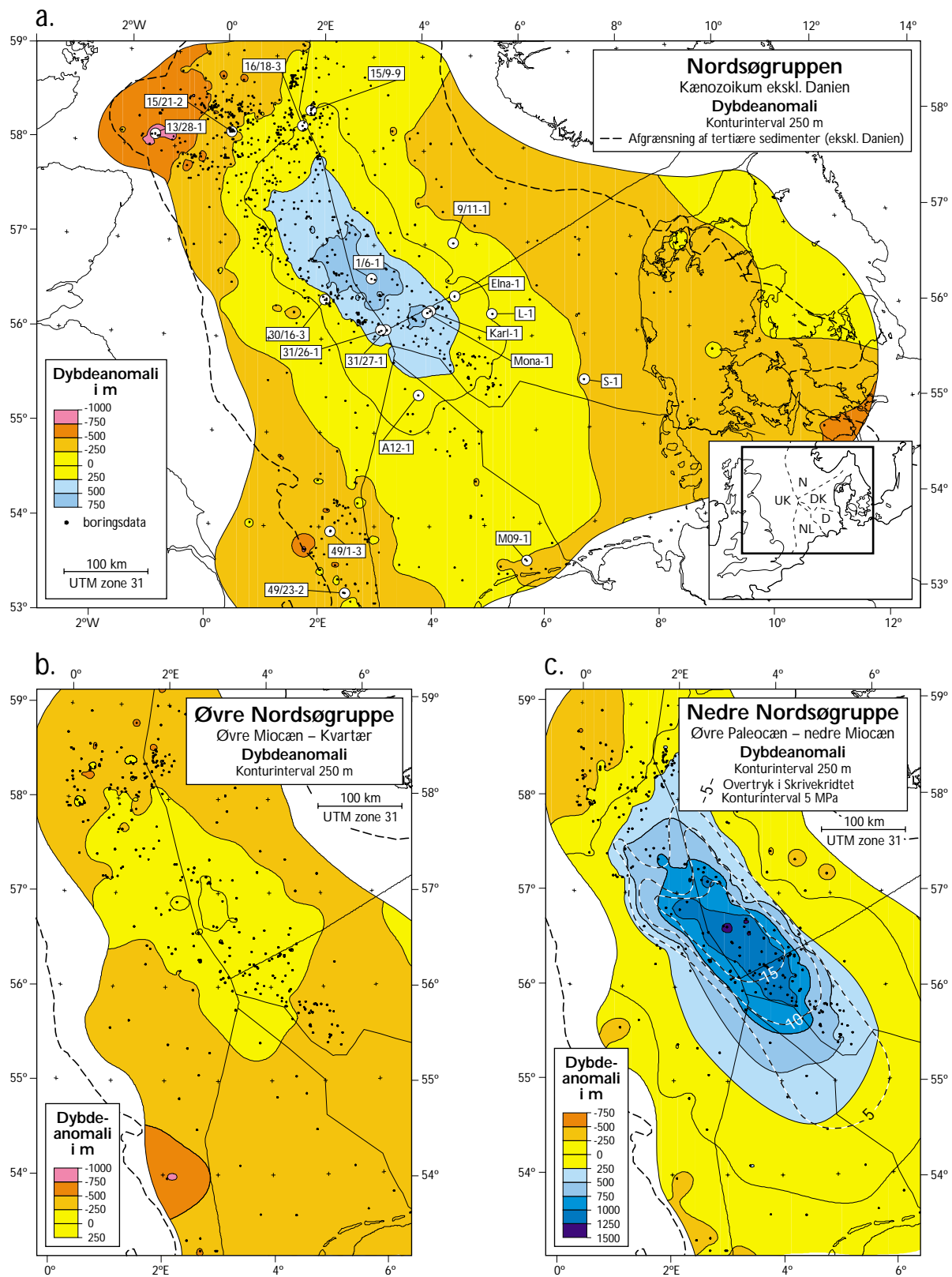
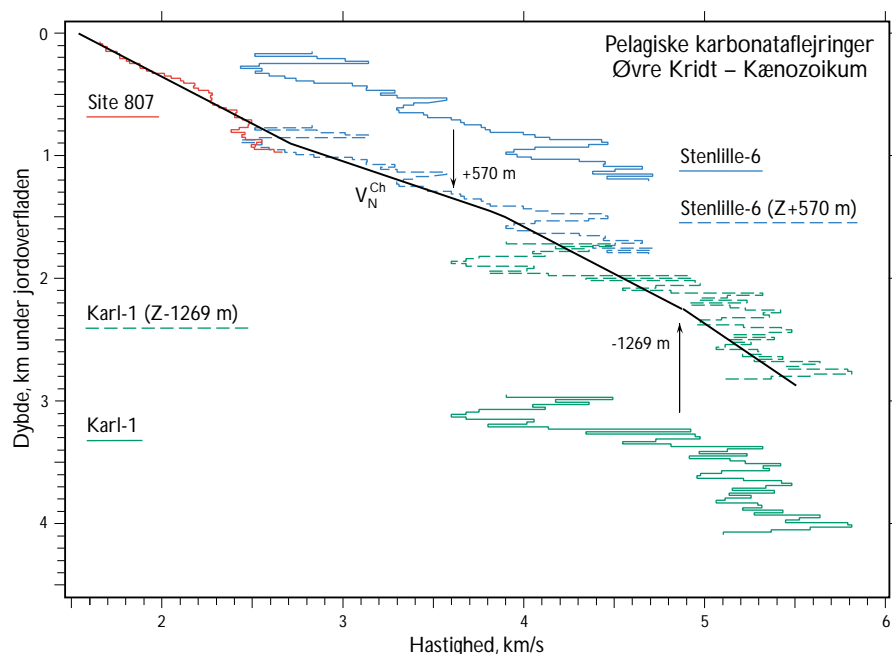


Fig. 9. Dybdeanomalier beregnet for boringer i Nordsøbassinet.

- a. Nordsøgruppen.
- b. Øvre Nordsøgruppe.
- c. Nedre Nordsøgruppe.

Dybdeanomalierne for Nordsøgruppen er hovedsageligt bestemt af underkompaktionen i den nedre Nordsøgruppe. Området præget af underkompaktion svarer til området med overtryk i Skrivekridtet. Anvendelse af Ligning A-10 ville øge dybdeanomalierne i den dybe del af bassinet med op til 180 m frem for den her anvendte standardkurve (se Fig. 8; Japsen 1999).

Fig. 10. Sonic-logs fra Skrivekridt-gruppen i de danske boringer Stenlille-6 og Karl-1 og fra pelagiske karbonataflejringer af eocæn til pleistocæn alder i det vestlige Stillehav (boring 807, ODP Leg 130; Shipboard Scientific Party 1991). De målte sonic-logs er fra sedimenter med sammenlignelig sammensætning, men målingerne stemmer først overens efter en parallelforskydning langs dybdeaksen, således at effekten af over- og underkompaktion modvirkes.  $V_N^{ch}$ : normalhastighedskurven for Skrivekridt (Ligning A-9). Lokalisering af de danske boringer på Fig. 13. Modificeret efter Japsen (1998).



Warrington & Stoker (1994). Intervalhastigheder (Ligning B-1) og dybdeanomalier (Ligningerne A-7, A-8) er blevet beregnet for følgende lag (Tabel 1):

- Nordsøgruppen, Kænozoikum undtagen Danien (engelsk: Post Chalk Group, uformel betegnelse introduceret af Nielsen & Japsen 1991): 935 boringer som alle gennemborede laget, heraf 649 britiske, 115 danske, 41 hollandske og 130 norske (Fig. 7, 8; se nærmere diskussion i Japsen 1999). Her benyttes udtrykket Nordsøgruppen som er et delvist lån fra den hollandske terminologi, mens formuleringen af en dansk term må afvente en formel definition. Nordsøgruppen kan underinddeles ved den midt-miocæne inkonformitet i en normalkompakteret øvre del og en nedre del, der er karakteriseret ved overtryk i den centrale del af Nordsøen. 322 boringer i den centrale Nordsø kunne opdeles ved den midt-miocæne inkonformitet eller ved et nærliggende niveau, således at intervalhastigheden af den øvre og nedre del af Nordsøgruppen kunne beregnes. Dybdeanomalier er beregnet ud fra normalhastighedskurven for marine lersten angivet af Japsen (1999; Fig. 9). I forhold til denne kurve er standardkurven givet ved Ligning A-10 forskudt mod mindre dybder med f.eks. 200 m for  $z=2$  km.
- Skrivekridtgruppen (engelsk: Chalk Group), Øvre Kridt-Danien: 845 boringer som alle gennemborede laget, heraf 565 britiske, 135 danske, 41 hollandske og 104 norske (Fig. 10-12; se nærmere diskussion i Japsen 1998). Dybdeanomalier er beregnet ud fra standardkurven for Skrivekridt foreslået af Japsen (1998; Fig. 13-15), og på basis af den reviderede

standardkurve der er forskudt mod mindre dybder med op til 210 m (Fig. 21, Ligning A-9).

- F-I led i Fjerritslev Formationen: 31 danske boringer (Fig. 16; se nærmere diskussion i Japsen & Bidstrup 1999, Japsen 2000). Dybdeanomalier er beregnet ud fra normalhastighedskurven for marine lersten (Ligning A-10).
- Bunter Lersten: 143 boringer, heraf 127 britiske og 16 danske (Fig. 17; se nærmere diskussion i Japsen 2000). Dybdeanomalier er beregnet ud fra standardkurven for Bunter Lersten (Ligning A-11).
- Bunter Sandsten: 134 boringer, heraf 113 britiske og 21 danske (Fig. 18; se nærmere diskussion i Japsen 2000). En øvre grænse for dybdeanomalierne er beregnet ud fra standardkurven for Bunter Lersten (Ligning A-11).

Boringer nær saltdiapirer indgår i databasen, men for at fremhæve regionale tendenser er data fra erkendte diapirer ikke medtaget i kortlægningen. Hastighedsvariationerne i lagene over Mellem Jura aflejringerne i den danske del af Centralgraven er diskuteret af Japsen (1994).

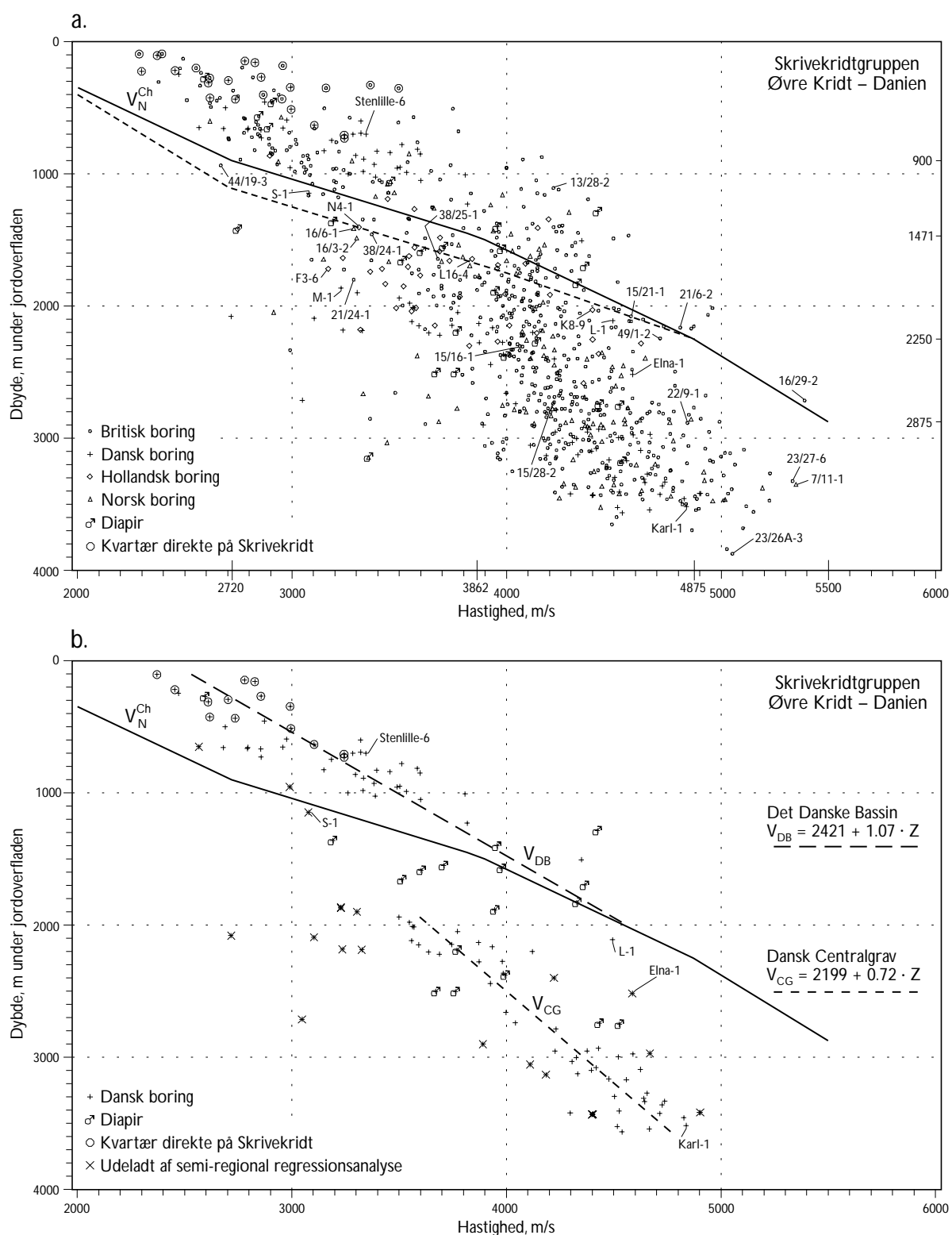


Fig. 11. Intervalhastighed for Skrivekridtgruppen afbildet mod midtpunktsdybde.

a. Nordsøbassinet.

b. Den danske del af Nordsøbassinet, samt to semi-regionale regressionslinier med mindre hastigheds-dybde gradienter end  $V_N^{Ch}$ .

De mest overfladenære datapunkter viser høj hastighed i forhold til dybden fordi Skrivekridtets dæklag er blevet eroderet. De dybereliggende data viser lav hastighed delvis på grund af underkompaktion og overtryk og delvis på grund af højt siliciklastisk indhold i området syd for Vikinggraven.  $V_N^{Ch}$ : normalhastighedskurven for Skrivekridt (Ligning A-9), som er forskudt mod mindre dybde med op til 210 m i forhold til den stiplede kurve der blev anvendt af Japsen (1998). Lokalisering på Fig. 13-15.

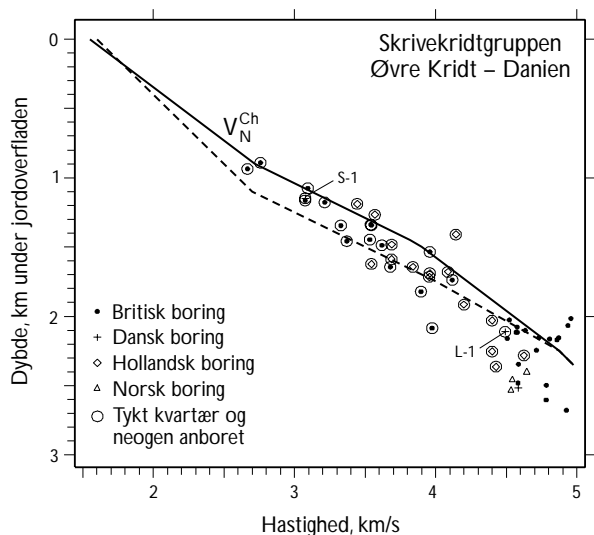


Fig. 12. Intervallhastigheden for Skrivekridtgruppen afbildet mod midtpunktsdybde for datapunkter brugt til at definere den reviderede standardkurve,  $V_N^{Ch}$  (Ligning 11). Standardkurven skal følge den øvre grænse i diagrammet for datapunkter fra områder hvor kvartæret er tykt og neogene sediment er tilstede. Selv små afvigelser fra maksimal begravelsesdybde på grund af neogen erosion ville svare til en betydelig tykkelse af de manglende dæklag når kvartæret er tykt (Ligning 2). Data fra borer i de hollandske blokke E, K, L, M og P, de britiske blokke 29, 37, 38 og 44, de danske borer L-1 og S-1 samt borer med maksimal lydshastighed for  $z > 2$  km (se Fig. 13). Den stiplede linie markerer den oprindelige standardkurve (Japsen 1998). Modificeret efter Japsen (2000).

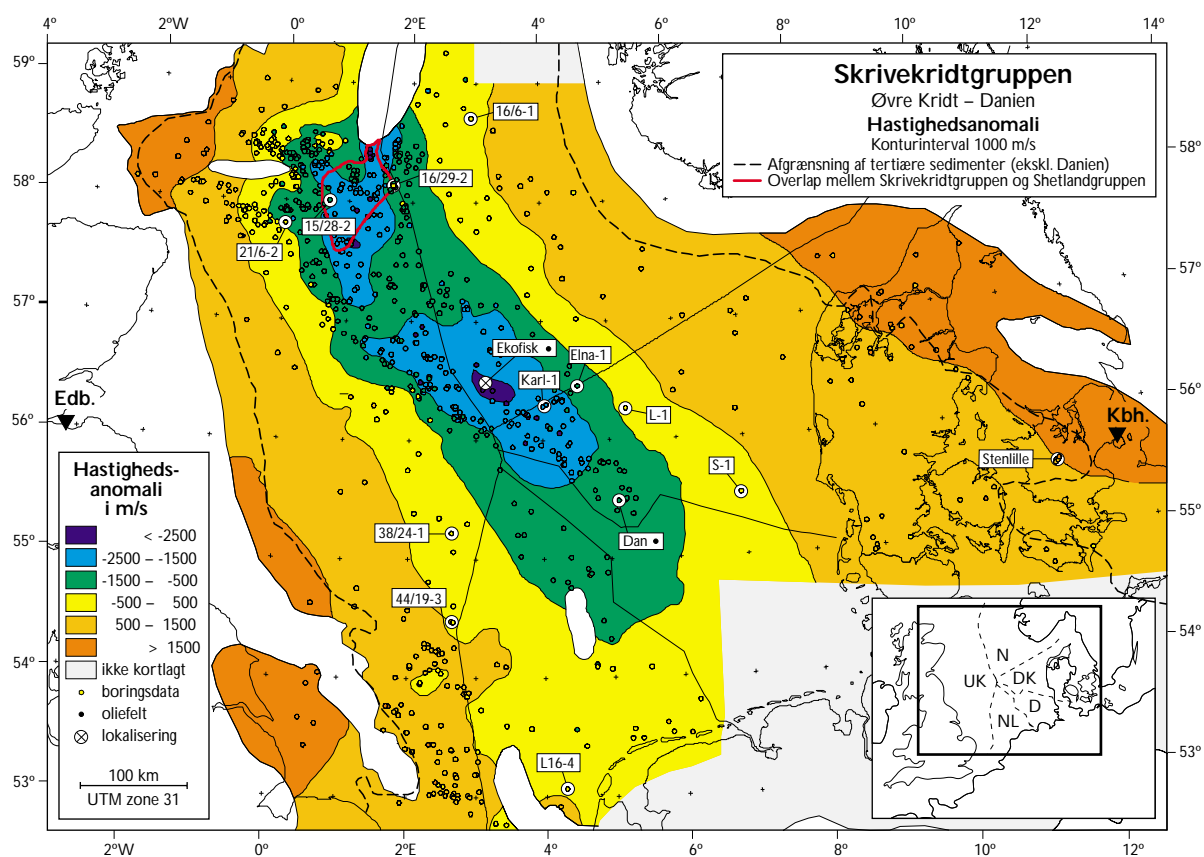


Fig. 13. Hastighedsanomalier for Skrivekridtet beregnet for borer i Nordsøbassinet. Negative anomalier i den centrale Nordsø skyldes underkompaktion på grund af overtryk. Positive anomalier langs randen af bassinet skyldes overkompaktion på grund af erosion af Skrivekridtets dæklag. Anvendelse af Ligning A-9 frem for den her anvendte standardkurve ville mindske de positive og øge størrelsen af de negative hastighedsanomalier med op til 400 m/s (se Fig. 11; Japsen 1998).

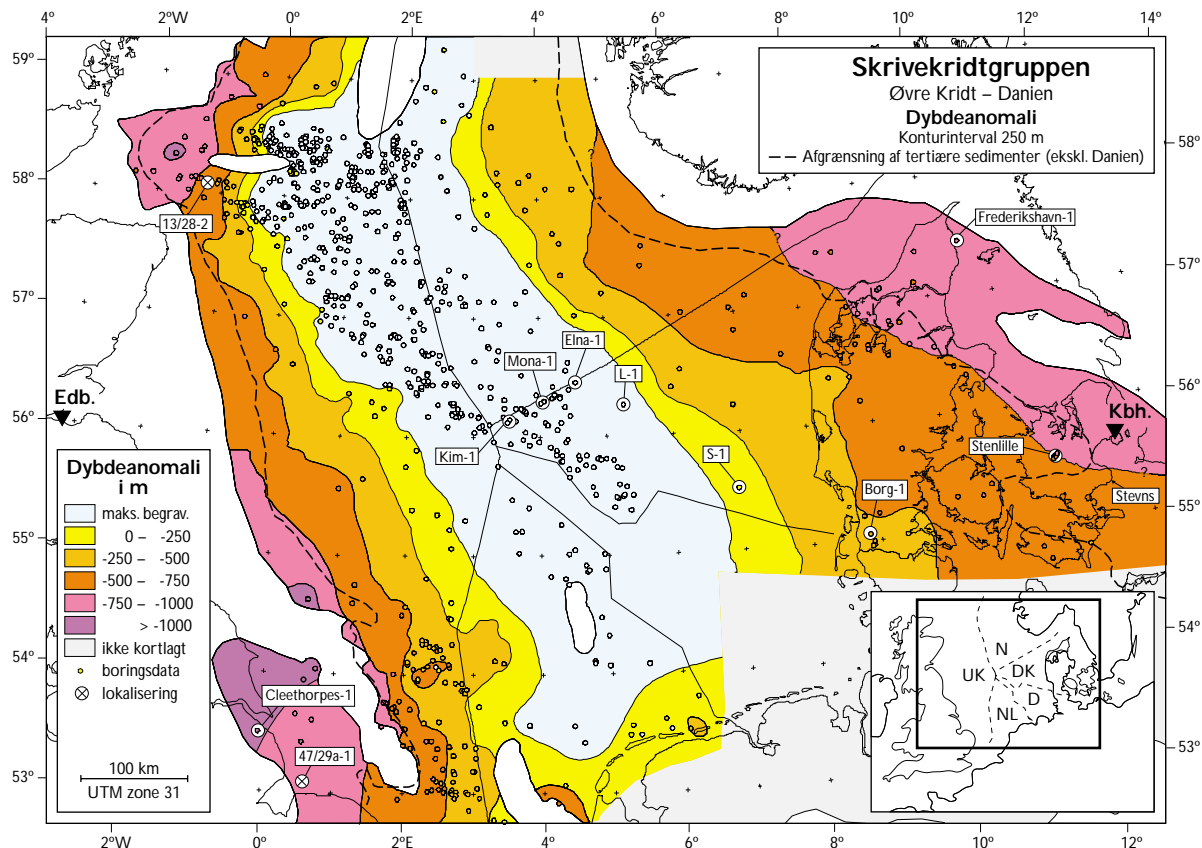


Fig. 14. Dybdeanomalier for Skrivekridtet beregnet for boringer i Nordsøbassinet. Tykkelsen af det manglende dæklag øges væk fra det sen-kænozoiske depocenter i den centrale del af Nordsøen. Der er overensstemmelse mellem dybdeanomalierne for Skrivekridtet og alderen af prækvartærøverfladen: jo større anomali jo større er den manglende lagserie under de kvartære aflejringer (Fig. 1). Anvendelse af Ligning A-9 frem for den her anvendte standardkurve ville mindske størrelsen af dybdeanomalierne med op til 210 m (se Fig. 11). Modificeret efter Japsen (1998).

## Normalhastighedskurver for sedimentære bjergarter med ensartet sammensætning

Fastlæggelsen af normalhastighedskurver for tre sedimentære bjergartstyper er beskrevet i Appendiks A:

- Skrivekridt (Fig. 11, Ligning A-9)
- Marine lersten domineret af smektit/illit (baseret på data fra F-I led i Fjerritslev Formation; Fig. 16, Ligning A-10).
- Kontinentale lersten domineret af kaolin (baseret på data fra Bunter Lersten; Fig. 17, Ligning A-11). Sammenlign med data fra Bunter Sandsten, Fig. 18.

Standardkurven for Skrivekridt viser en moderat hastighedsstigning for dybder under 1 km, hvorefter hastighedsstigningen tager til for så igen at aftage for

dybder over ca. 1,5 km. Denne variation svarer til at porøsiteter på op til 40% typisk kan bevares i Skrivekridtet før kalcit-cementering af Skrivekridtet sætter ind med deraf følgende hastighedsstigning (Borre & Fabricius 1998, Japsen 1998).

Normalhastighedskurverne for de nedre-triassiske og de nedre-jurassiske lersten er rekonstrueret ved at korrigere de nuværende lagdybder for effekten af sen-kænozoisk erosion vurderet ud fra lyd hastigheder for Skrivekridt (Fig. 19). Standardkurverne er således veldefineret for store dybder hvor det kan være svært at finde data for normalkompakterede lersten. Lersten kendes ofte enten fra områder med dyb erosion eller fra dybder med højt overtryk. Standardkurven for marine lersten svarer til tidligere fremsatte formler, og dette må være udtryk for anvendeligheden af hastighedsmodellen for Skrivekridt (Fig. 20).

Den stejle hastighedstilvækst for Bunter Lersten i en dybde nær 2 km afviger både fra den langsomme stigning for de nedre-jurassiske lersten og for marine lersten i andre bassiner (Fig. 16, 17; f.eks. Hottmann



& Johnson 1965, Hansen 1996). Den højere hastighed for Bunter Lersten kan tolkes som udtryk for at kompaktion fører til bedre kornkontakt i denne formation end i den nedre-jurassiske lersten. Mineralogiske forskelle kan være årsagen til at normalhastighedskurverne for de marine nedre-jurassiske lersten og den kontinentale Bunter Lersten divergerer, mens kurverne for Bunter Lersten og Bunter Sandsten konvergerer for stor dybde (Fig. 17, 18). Bunter Lersten, der blev aflejret i et overvejende varmt og tørt kontinentalt miljø, er karakteriseret ved et højt kaolinindhold, mens Fjerritslev Formationen, der blev aflejret i marint miljø, er domineret af smektit og illit i en vis afstand fra det Skandinaviske grundfjeld der var blottet i Tidlig Jura (Bertelsen 1980, Michelsen 1989, Johnson, Warrington & Stoker 1994, H. Lindgreen personlig meddelelse 1998). Kaolinindholdet er således indikativt for afstanden til kildeområdet (Lindgreen 1991, Jeans 1995). Se diskussionen af

hastighedsvariationerne i Fjerritslev Formationen i Japsen & Bidstrup (1999).

Smektit/illit partikler er adskilt af vandmolekyler der er adsorberet til partiklerne, også når sedimentet er dybt begravet (van Olphen 1966, Bailey 1980). Det adsorberede vand kan derfor betyde svage mekaniske kornkontakter i marint ler domineret af smektit/illit, og således forklare den lave lyd hastighed ved stor dybde for sådanne sedimenter. Kaolin derimod har kun lidt vand adsorberet og er opbygget af tykke silikat-flager der er op til tusind gange større end smektit/illit partikler (Bailey 1980). En lersten bestående af tætpakkede kaolin-flager vil således kunne få fysiske egenskaber der svarer til en konsolideret sandsten.

Illit og smektit er hovedkomponenterne i marine lersten og udgør op til 70% af lerminerallerne i de større sedimentære bassiner i dag, ligesom disse mineraler dominerer de kænozoiske aflejringer i Nord-

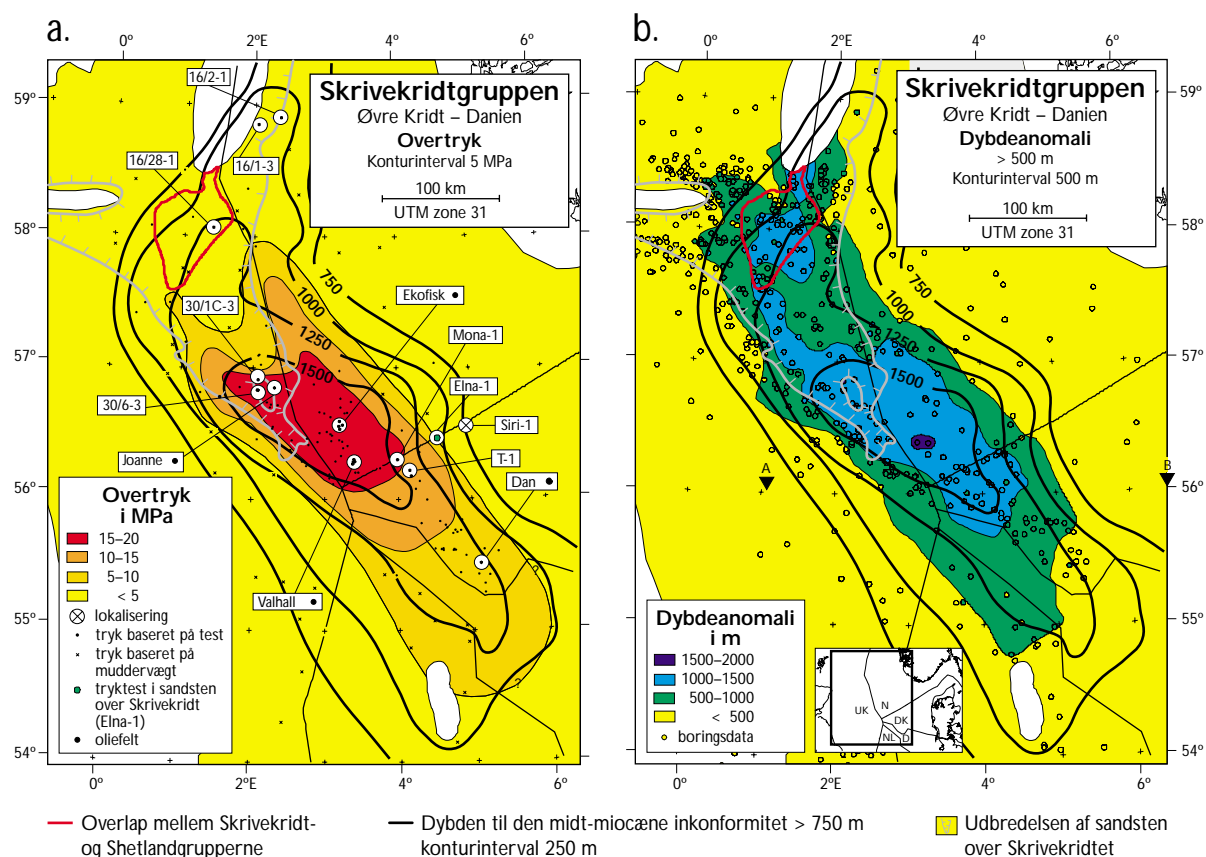


Fig. 15. Overtryk i Skrivekridtet afgrænset ud fra trykmålinger og ud fra dybdeanomalier for Skrivekridtet i den centrale Nordsø. a. Formationsovertryk i Skrivekridtet.

b. Dybdeanomalier beregnet for Skrivekridtet.

Bemærk sammenfaldet mellem områderne præget af overtryk og positive hastighedsanomalier og det sen-kænozoiske depocenter. Hvor paleocæne sandsten ligger over Skrivekridtet mod nordvest er Skrivekridtet normalt kompakteret. Syd for Vikinggraven er Øvre Kridt aflejringerne lerholdige, og her er dybdeanomalierne positive selvom sedimenterne er normalt kompakterede. Anvendelse af Ligning A-9 frem for den her anvendte standardkurve ville øge dybdeanomalierne med op til 210 m (se Fig. 11). Sammenlign med dybdeprofilen på Fig. 24 fra A til B. Modificeret efter Japsen (1998).

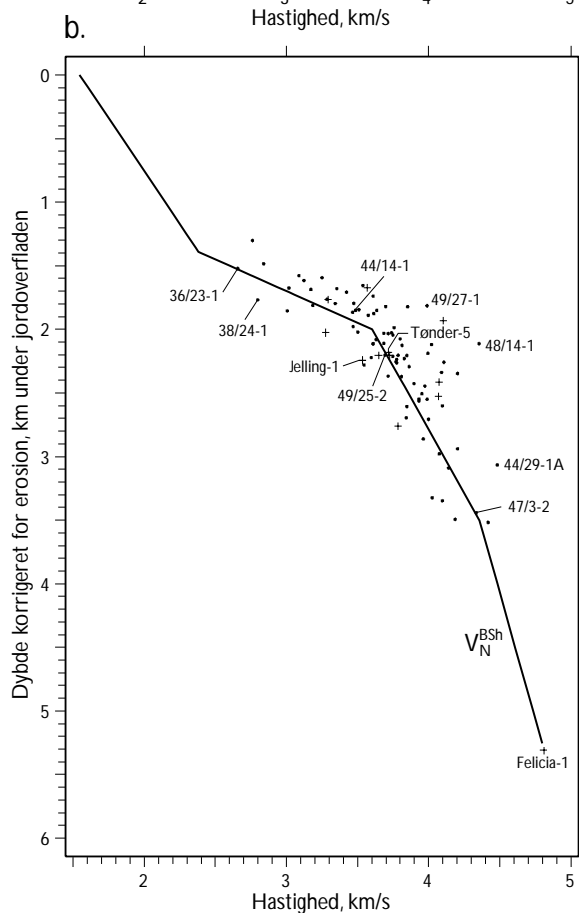
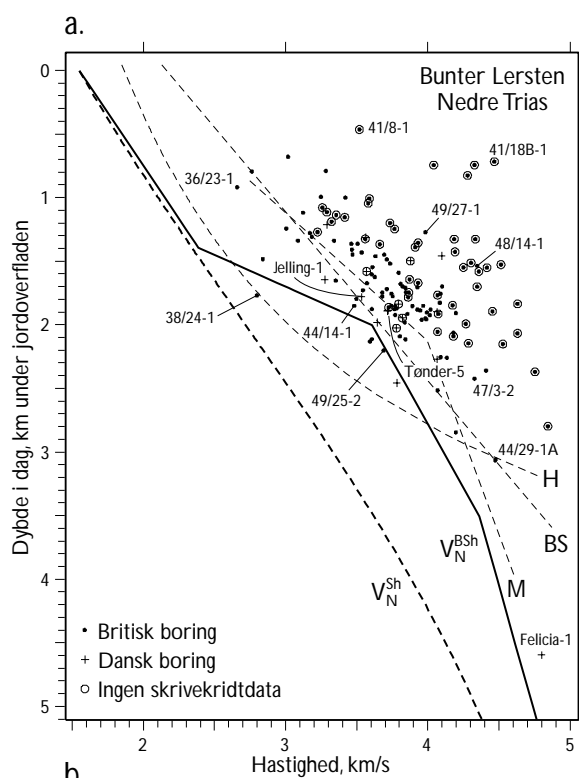
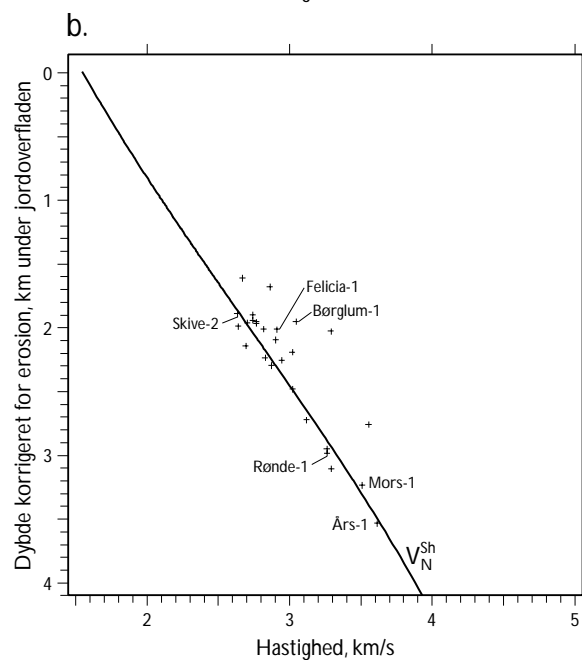
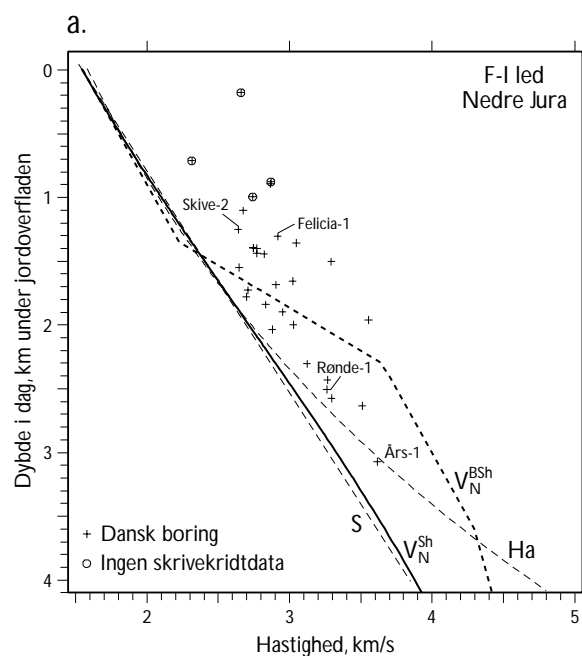


Fig. 16. Intervalhastighed for Nedre Jura lersten afbildet mod midtpunktsdybde i borer i Det Danske Bassin (F-I led, Fjerritslev Formation).

a. Dybde i dag.

b. Dybde korrigeret for sen-kænozoisk erosion estimeret ud fra Skrivekridtets dybdeanomali i samme boring (hastighed afbildet mod palæo-dybde; se Fig. 19).

Standardkurven for Nedre Jura lersten,  $V_N^{Sh}$ , kan lettere bestemmes hvis formationsdybderne korrigeres for den sene erosion (Ligning A-10). Bemærk overensstemmelsen mellem  $V_N^{Sh}$  og standardkurverne Ha ( $z < 2,4$  km) og S, foreslået af henholdsvis Hansen (1996) og Scherbaum (1982),  $V_N^{Bsh}$ : Bunter Lersten standardkurve (medtaget som reference, Ligning A-11). Modifieret efter Japsen (2000) hvor boreringslokalisering er angivet.

søbassinet og i Den Mexikanske Golf (Weaver 1989). Normalhastighedskurven for marine nedre-jurassiske lersten kan derfor anvendes mere generelt for marine lersten domineret af smektit/illit. Denne påstand støttes af forskellige observationer baseret på intervalhastigheder mellem 2000 og 2750 m/s:

- Overensstemmelsen mellem forslag til standardkurver for nedre-jurassiske lersten og for kænozoiske lersten i Nordsøbassinet og delvis i Den Mexikanske Golf (Fig. 20).
- Overensstemmelsen mellem det område i den centrale Nordsø hvor der er overtryk i Skrivekridtet og der hvor der er fundet underkompakterede, nedre-kænozoiske lersten baseret på hastighedsanomalier (Fig. 9).

Fastlæggelse af begrænsningerne for denne generalisering kræver nærmere undersøgelser af forskelle i f.eks. lermineralogi, varmestrøm, lyd hastighed og dybde mellem forskellige formationer og sedimentære bassiner.

Fig. 17. Intervalhastighed for Bunter Lersten afbildet mod midtpunktsdybde for boringer i Det Danske Bassin og i den sydlige engelske Nordsø.

a. Dybde i dag.

b. Dybde korrigeret for sen-kænozoisk erosion estimeret ud fra Skrivekridtets dybdeanomali i samme boring (hastighed afbildet mod palæo-dybde; se Fig. 19).

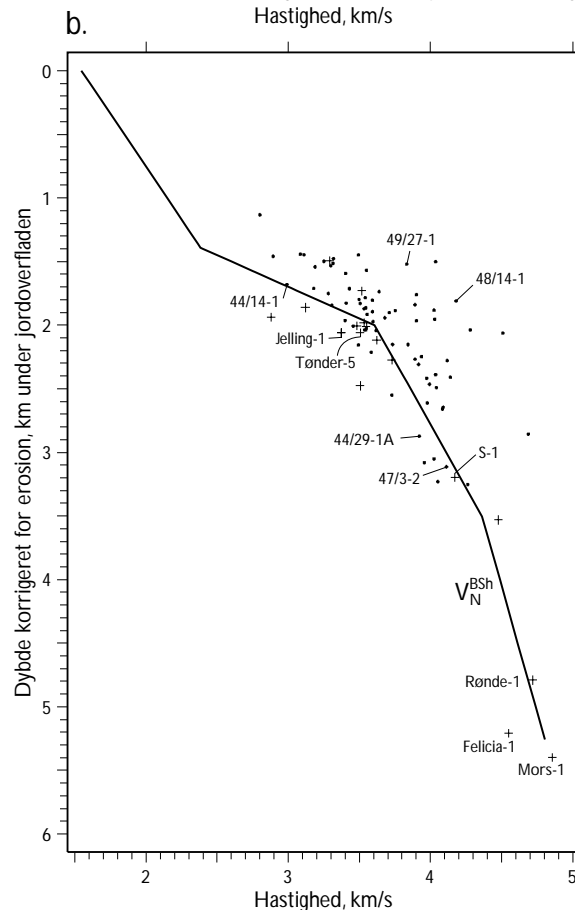
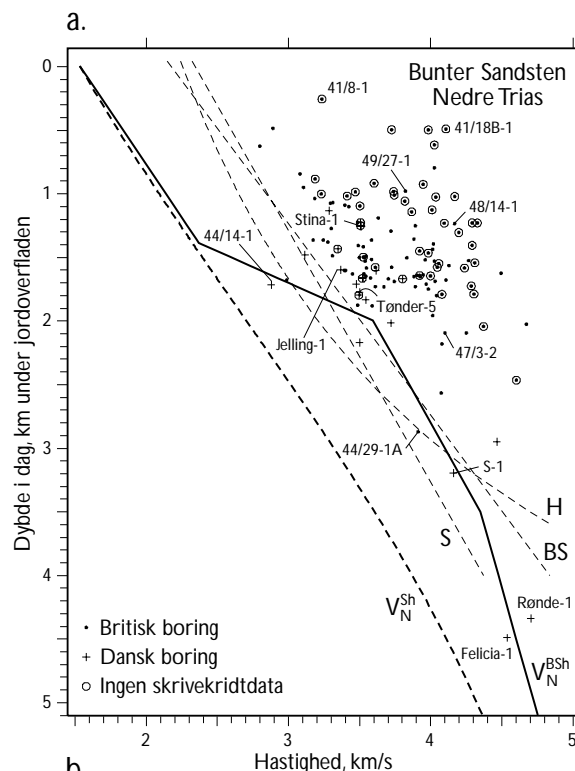
Standardkurven for Bunter Lersten,  $V_N^{BSH}$ , kan lettere bestemmes hvis formationsdybderne korrigeres for den sene erosion (Ligning A-11). Tidligere forslag til standardkurver afviger væsentligt fra den her foreslåede. Dette skyldes dels bestemmelsen af data der repræsenterer normalkompaktion og dels tilordningen af matematiske udtryk der fører til uendelig hastighed i stor dybde. BS: Bulat & Stoker 1987, H: Hillis 1995, M: Marie 1975; se i øvrigt Fig. 16. Modificeret efter Japsen (2000) hvor boringslokalisering er angivet.

Fig. 18. Intervalhastighed for Bunter Sandsten afbildet mod midtpunktsdybde for boringer i Det Danske Bassin og i den sydlige engelske Nordsø.

a. Dybde i dag.

b. Dybde korrigeret for sen-kænozoisk erosion estimeret ud fra Skrivekridtets dybdeanomali i samme boring (hastighed afbildet mod palæo-dybde; se Fig. 19).

Sammenhængen mellem hastighed og palæo-dybde for Bunter Sandsten svarer til standardkurven for den kaolin-dominerede Bunter Lersten,  $V_N^{BSH}$ . En lersten bestående af tætpakkede kaolin-flager har således fysiske egenskaber der svarer til en konsolideret sandsten. BS: Bulat & Stoker 1987, H: Hillis 1995; se i øvrigt Fig. 16. Modificeret efter Japsen (2000) hvor boringslokalisering er angivet.



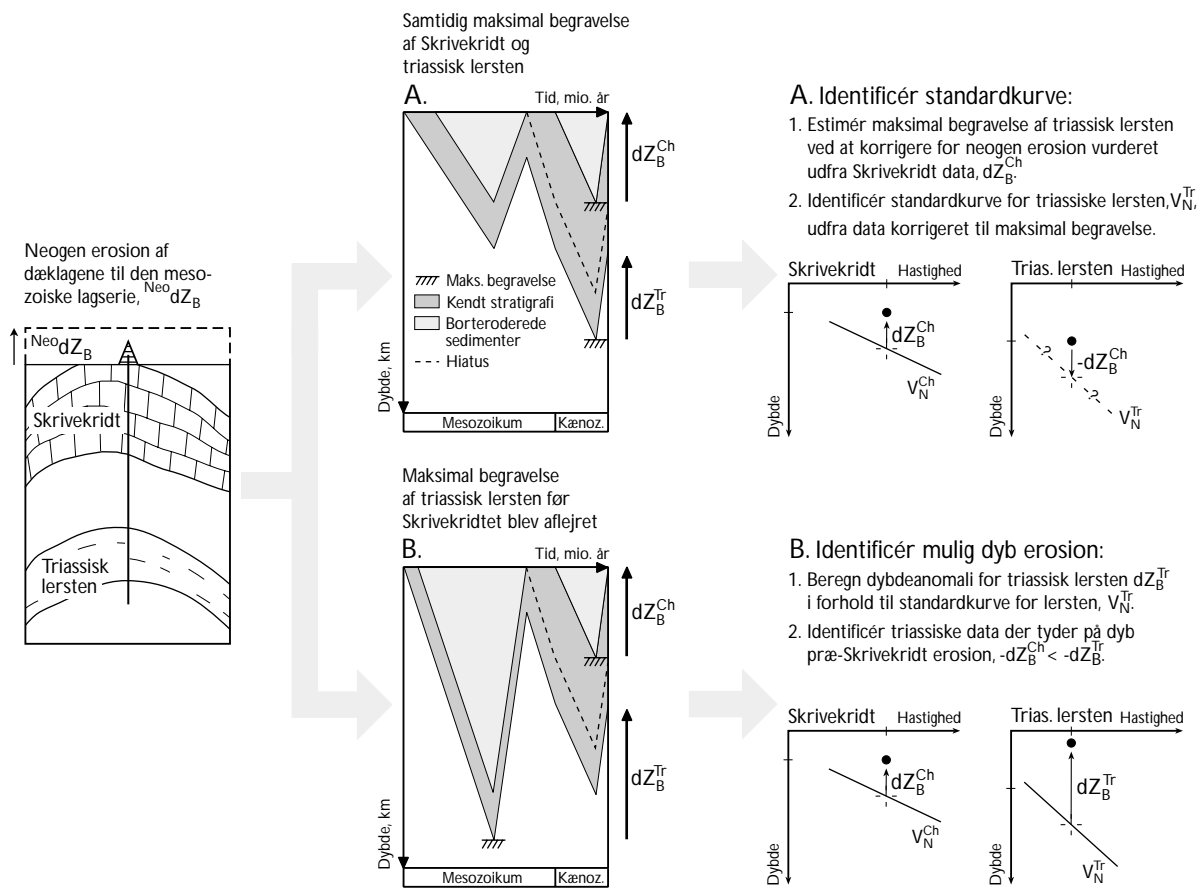


Fig. 19. Schematisk indsnykningsdiagram der illustrerer forholdet mellem dybdeanomalierne for Skrivekridt og triassisk lersten i den samme boring,  $dZ_B^{Ch}$  og  $dZ_B^{Tr}$ . Enten var de to enheder maksimalt begravet samtidig eller også var den nederste enhed maksimalt begravet allerede inden Skrivekridtet blev aflejret. Den sidste situation er f.eks. mulig hvis erosion i starten af Sen Kridt har fjernet tykke Jura-Nedre Kridt aflejringer.

- Standardkurven for de triassiske lersten,  $V_N^{Tr}$ , kan nemmere fastlægges hvis dybden til disse aflejringer korrigeres for den sen-kænozoiske erosion ud fra dybdeanomalien for Skrivekridtet.
- Områder med dyb erosion før Skrivekridtet blev aflejret kan identificeres hvor størrelsen af trias-anomalien er større end Skrivekridt-anomalien.

Modificeret efter Japsen (2000).

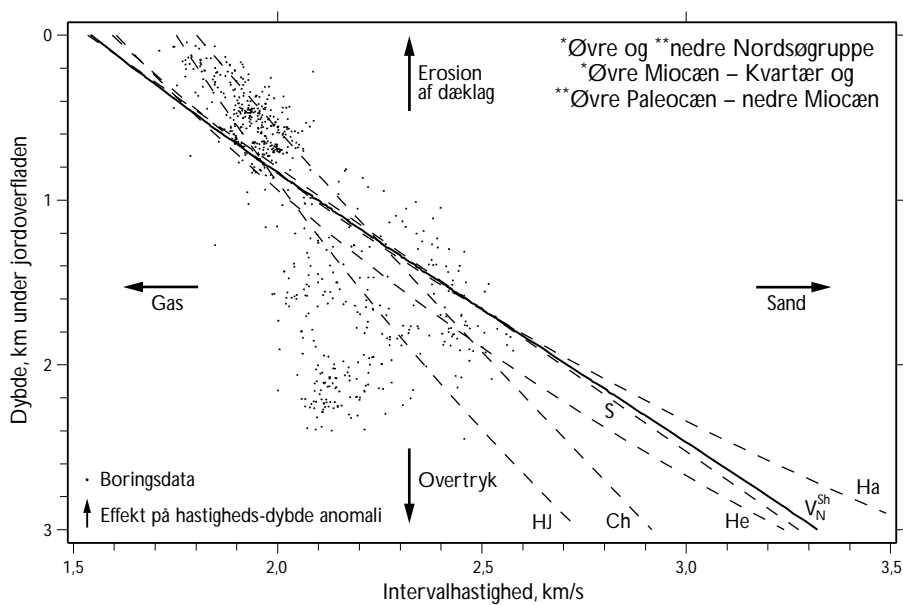


Fig. 20. Sammenligning af normal-hastighedskurver for marine lersten. Forskydningen i dybde-retningen er mindre end 100 m for tre af nordsøkurverne, Ha, S og  $V_N^{Sh}$  for  $z < 2,4$  km. Disse kurver krydser tilsvarende kurver for Den Mexikanske Golf for de dybder hvor de fleste data foreligger. Ch: Chapman (1994), Den Mexikanske Golf, Ha: Hansen (1996), øvre-jurassiske-miocæne lersten, norsk Nordsø, He: Herring (1973), palæogene-neogene lersten, Nordsøen, HJ: Hottmann & Johnson (1965), hovedsagelig øvre-kænozoiske lersten, Den Mexikanske Golf, S: Scherbaum (1982), nedre-jurassiske lersten, Det Nordvest-tyske Bassin,  $V_N^{Sh}$ : Nedre-jurassiske lersten, Danmark (Ligning A-10). Modificeret efter Japsen (1999).

## Den regionale fordeling af hastighedsanomalier i Nordsøbassinet

Hastighedsanomalierne for Skrivekridtet fordeler sig inden for klart afgrænsede områder i Nordsøbassinet, og denne fordeling kan forklares med forskelle i den kænozoiske indsynkningshistorie (Fig. 5, 13):

1. Positive hastighedsanomalier langs randen af bassinet. Her er Skrivekridtet overkompakteret og anomalierne afspejler den sen-kænozoiske erosion af dæklagene (Ligning 2, Fig. 1). Sammenlign med afsnittet 'Neogen landhævning og erosion langs randen ad Nordsøbassinet' og dybdeanomali-kortene (Fig. 14, 21).
2. Hastighedsanomalier nær nul i en overgangszone hvor Skrivekridtet er normalkompakteret.
3. Negative hastighedsanomalier midt i Nordsøen. Skrivekridtet er underkompakteret i den centrale og sydlige del af Nordsøen og anomalierne er et mål for overtryk i Skrivekridtet (Ligning C-2). Mod nord fører siliciklastisk indhold i Skrivekridtet til en reduktion af dets lyd hastighed. Sammenlign med afsnittet 'Overtryk i formationerne i den centrale Nordsø' og dybdeanomali- og overtryksskortene (Fig. 15).

Dybdeanomalierne for Nordsøgruppen fordeler sig på tilsvarende vis i Nordsøbassinet, men fordelingen fremtræder tydeligst for den nedre del af Nordsøgruppen, da den øvre del er normalkompakteret (Fig. 9). Afgrænsningen af overtrykszonen midt i Nordsøen er veldefineret ud fra data fra den nedre Nordsøgruppe, som i dette område er kendetegnet ved store mægtigheder af lersten. Langs randen af Nordsøbassinet er sandsten og siltsten imidlertid hyppige i de palæogene aflejringer, hvorfor hastighedsanomalier kun vil være et mål for erosion, hvis intervaller med rene lersten udskilles (Hansen 1996).

## Neogen landhævning og erosion langs randen af Nordsøbassinet

Skrivekridtgruppen er overkompakteret langs Nordsøbassinet's vestlige og østlige rand, fordi Skrivekridtets dæklag er blevet eroderet. Denne konklusion underbygges for det første af at dybdeanomalierne bestemt ud fra hastigheder for Skrivekridtet svarer til estimater af erosionen bestemt ved andre metoder (Hillis 1995, Japsen 1998, Japsen & Bidstrup 1999). For

det andet er der en tydelig overensstemmelse mellem størrelsen af dybdeanomalierne og prækvartær-overfladens alder: jo større dybdeanomaliere jo større er den manglende lagserie under de kvartære aflejringer (Fig. 1, 14). Denne overensstemmelse indikerer ydermere at erosionen fandt sted i neogen tid, idet de kvartære aflejringer ligger inkonformt oven på den eroderede, ældre lagpakke der også omfatter miocæne aflejringer (Fig. 4). Denne omtrentlige datering af erosionen er også i overensstemmelse med et andet ræsonnement: den maksimale begravelse af Skrivekridtet må naturligvis have fundet sted i løbet af Kænozoikum. Og da det må have taget nogen tid at aflejre de tykke dæklag der mangler ovenpå kalken, må erosionen være påbegyndt relativt sent i perioden, dvs. i neogen tid (Japsen 1997). Det er dog svært at adskille den erosion der blev forårsaget af den neogene landhævning fra den glaciære erosion fra midt-Pliocæn (ca. 2.4 Ma, Zagwijn 1989).

Den store arealmæssige dækning af skrivekridtdata gør det muligt at påvise en sammenhæng mellem de enkeltområder for hvilke der er påvist erosion i andre studier, og specielt at erosionen omfattede både den vestlige og den østlige rand af Nordsøbassinet (f.eks. Bulat & Stoker 1987, Jensen & Schmidt 1992, Japsen 1993, Hillis 1995, Hansen 1996).

## Det Skandinaviske Fjeldplateau og Den Sydsvenske Dome

Den sen-kænozoiske erosion langs Nordsøbassinet's østlige rand begyndte i forbindelse med den neogene landhævning af Skandinavien og er efterfølgende uddybet af glacial erosion (f.eks. Stuevold & Eldholm 1996). Skandinavien's topografi kan opdeles i tre højtliggende grundfjeldsområder eller domer der alle er dannet i Kænozoikum (Lidmar-Bergström 1999): den nordlige og den sydlige del af Det Skandinaviske Fjeldplateau (engelsk: the Scandes) samt Den Sydsvenske Dome, der kulminerer syd for Vättern (maksimale højder på henholdsvis 2110, 2540 og 380 m over havniveau; Fig. 22). Kendskab til de to sydlige domers opståen baseret på geomorfologiske studier er således vigtig for forståelsen af udviklingen af den østlige del af Nordsøbassinet.

Der er udbredt enighed om, at hævnings af den sydlige del af Det Skandinaviske Fjeldplateau fandt sted i to faser, en i Palæogen og en i Neogen (f.eks. Peulvast 1985, Riis 1996, Solheim et al. 1996, Lidmar-Bergström, Ollier & Sulebak 2000). Derimod kan tidsrummet for hævnings af Den Sydsvenske Dome kun indsnævres til Kænozoikum ud fra geomorfologiske observationer (se Lidmar-Bergström 1999). Japsen & Bidstrup (1999) fandt imidlertid at det tidsinterval

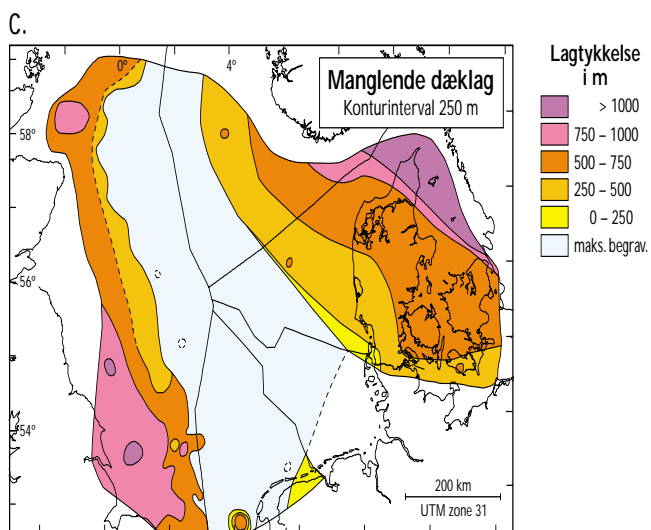
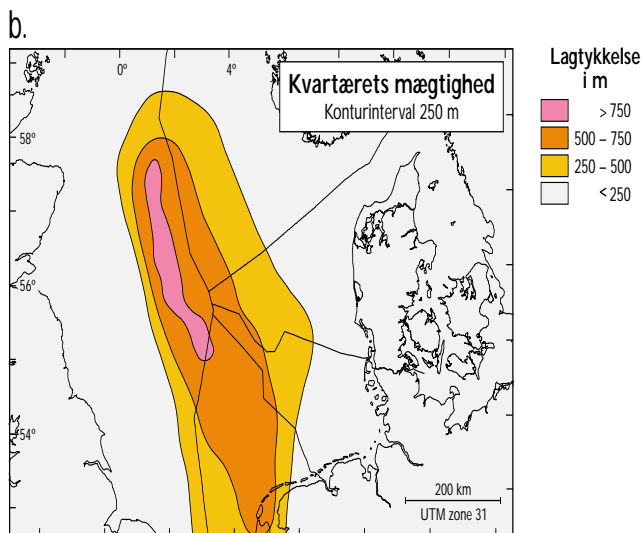
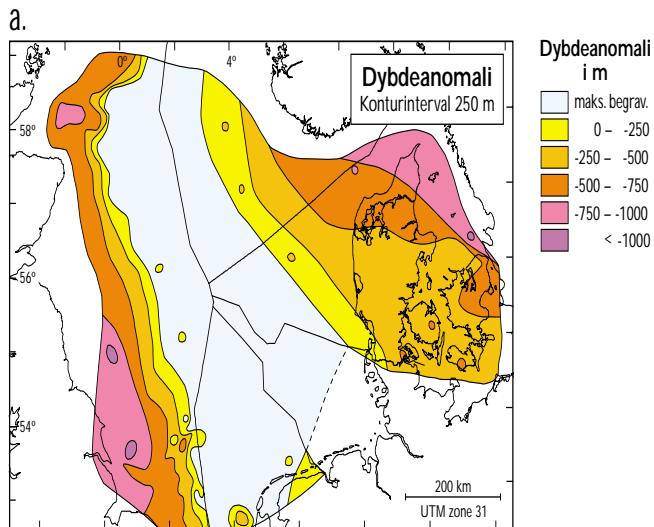


Fig. 21. Estimat af mægtigheden af dæklagene fjernet af sen-kænozoisk erosion langs Nordsøbassinets vestlige og østlige rand.

- a. Dybdeanomali for den mesozoiske lagpakke.
- b. Mægtigheden af de kvartære lag = pålejringen efter den sen-kænozoiske erosion. Sammenstillet af Japsen (1998).
- c. Mægtigheden af dæklagene fjernet af den sen-kænozoiske erosion (Ligning 2). Erosionsdybden øges mod Nordsøbassinets rand, mens pålejringen efter erosionen øges mod bassinets center, således at mægtigheden af de manglende dæklag her er større end værdien af dybdeanomali (se Fig. 6). Dybdeanomaliene i den danske sektor er beregnet på basis af bassinmodellering og sonic-data fra flere intervaller (Japsen & Bidstrup 1999), i den sydlige del af den engelske sektor er værdierne beregnet ud fra sonic data for Skrivekridt og for Bunter Ler- og Sandsten (Japsen 2000), i øvrigt er de baseret på dybdeanomali for Skrivekridt beregnet i forhold til standardkurven angivet i Ligning A-9. Kun for den danske sektor er mægtigheden af de manglende dæklag baseret på addition af værdierne, boring for boring.

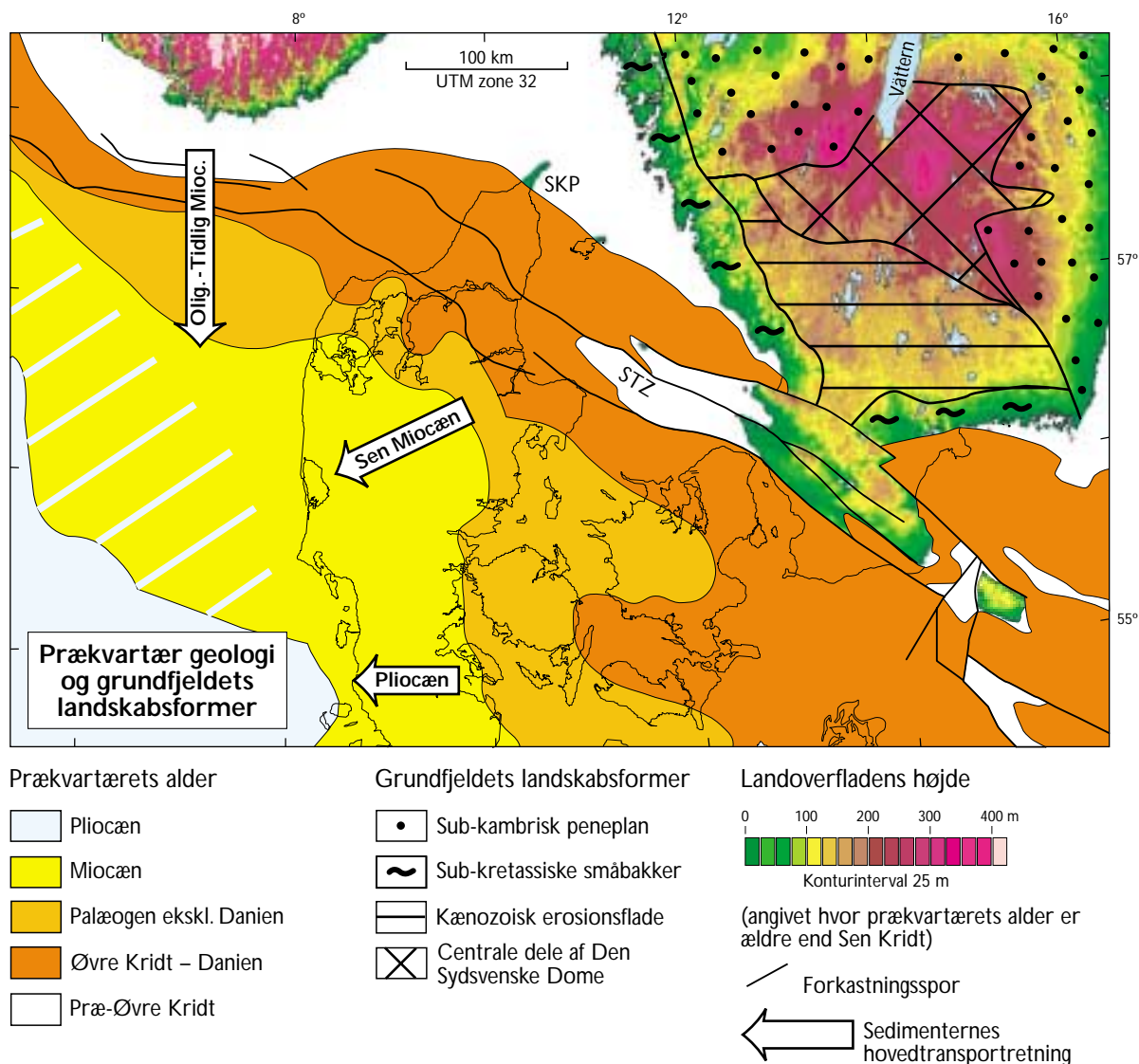


Fig. 22. Den prækvartære geologi i det sydlige Skandinavien. Skiftet i sedimentationsretning i Mellem Miocæn er i overensstemmelse med neogen hævnning af Den Sydsvenske Dome (se Clausen et al. 1999). Bemærk det stadig dybere snit i prækvartæroverfladen ind mod Norge og Sverige svarende til kraftig sen-kænozoisk erosion (Fig. 21c). SKP: Skagerrak-Kattegat Platformen, STZ: Sorgenfrei-Tornquist Zonen. Modificeret efter Japsen & Bidstrup (1999).

inden for hvilket Den Sydsvenske Dome blev dannet kunne præciseres til at være den neogene periode, fordi de nærliggende områder i det østlige Danmark blev udsat for omfattende neogen erosion. Skiftet i retningen for sedimentationstransport fra nord til nordøst i løbet af Miocæn i den nordøstlige del af Nordsøbassinet er også i overensstemmelse med denne konklusion (Fig. 22; Clausen et al. 1999).

Størrelsen af den sen-kænozoiske erosion i Danmark tiltager i retning mod grundfjeldsområderne i Norge og Sverige i overensstemmelse med det stadig dybere snit i prækvartæroverfladen i samme retning, hvor den dybeste erosion er foregået på Skagerrak-

Kattegat Platformen (Fig. 22). Her mangler ca. 1000 m sedimenter der må have bestået af ca. 500 m paleocæne-miocæne aflejringer i lighed med området syd for Platformen, samt yderligere ca. 500 m der må have bestået af Skrivekridt der hvor de nedre dele af kridtet stadig er bevaret. Dette spring i erosionsdybden er udtryk for en relativ bevægelse af Skagerrak-Kattegat Platformen, sandsynligvis forårsaget af dens nærhed til Sverige. Japsen & Bidstrup (1999) konkluderede således at den sen-kænozoiske erosion i Danmark er i overensstemmelse med neogen landhævning af den sydlige del af Det Skandinaviske Fjeldplateau og af Den Sydsvenske Dome.

## De Britiske Øer

Den neogene erosion har påvirket både den østlige og den vestlige side af Nordsøen. Mens den neogene erosion langs den norske kyst har været et fast udgangspunkt for geologer i den seneste halve snes år, har størrelsen og det tidsmæssige forløb af den kilometerdybe kænozoiske erosion af De Britiske Øer været omdiskuteret (f.eks. Hall 1991, Holliday 1993). Japsen (1997) påpegede at erosionen af De Britiske Øer måtte have fundet sted i både palæogen og neogen tid ud fra en sammenstilling af en række offentliggjorte studier. Den maksimale begravelse af de mesozoiske sedimenter fandt således sted i neogen tid i det område der nu er dækket af Skrivekridt, mens den fandt sted i palæogen tid i de nuværende landområder mod vest. Modellen om erosion i to faser kan således gøre rede for at erosionen af De Britiske Øer generelt påbegyndtes i paleocæn tid (f.eks. Green 1989), samtidig med at det nu borteroderede sedimentdække ovenpå Skrivekridtet blev afsat i den vestlige Nordsø.

Langs Sole Pit akse i den sydlige engelske Nordsø er størrelsen af dybdeanomalierne for Bunter Ler- og Sandstens formationerne højere end for Skrivekridtet (se Fig. 2, 19; Japsen 2000). Derfor har de nedre-triasiske aflejringer sandsynligvis været maksimalt begravet før kraftig erosion i Sen Kridt (eller lokalt i den seneste del af Jura) fjernede mere end 2 km Jura-

Nedre Kridt sedimenter (eller lokalt Trias–Jura sedimenter). Dybdeanomalierne for Skrivekridtet og de nedre-triasiske sedimenter er omtrent ens i resten af den sydvestlige Nordsø, hvor begge niveauer var maksimalt begravet inden sen-kænozoisk erosion på op til 1 km af hovedsagelig kænozoiske sedimenter.

## Årsagerne til den neogene landhævning og indsynkning

I løbet af de senere år er det blevet klart at landområderne i det nordatlantiske region er blevet påvirket af markante vertikale bevægelser i neogen tid, men også at der ikke er nogen klar forståelse af årsagerne – der findes f.eks. ikke nogen alment accepteret teori om hvordan Det Skandinaviske Fjeldplateau er opstået. Neogen landhævning og erosion har påvirket næsten alle kontinentalrande i området (også Vest- og Østgrønland) og også langt ind på det europæiske kraton, samtidig med at der er foregået accelereret indsynkning af mange bassincentre i sen-kænozoisk tid (Fig. 23; f.eks. Kooi, Hettema & Cloetingh 1991, Chalmers 2000, Mathiesen, Bidstrup & Christiansen 2000).

En model der kan forklare disse stor-skala fænomener, må adskille følgerne af den palæogene landhævning langs pladegrænser fra eftervirkningerne af

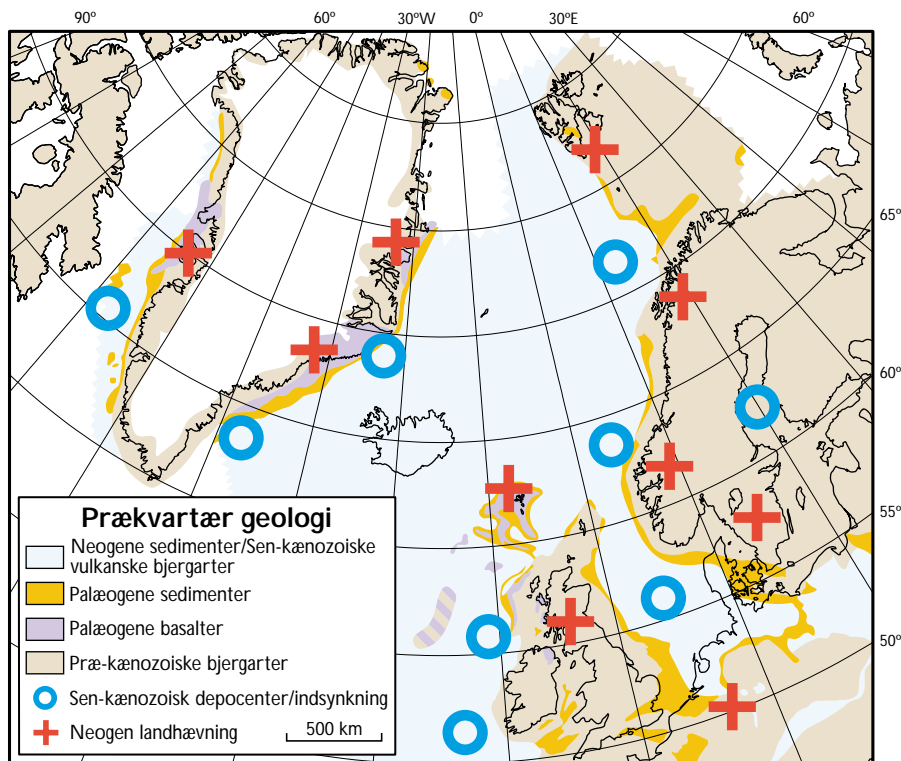
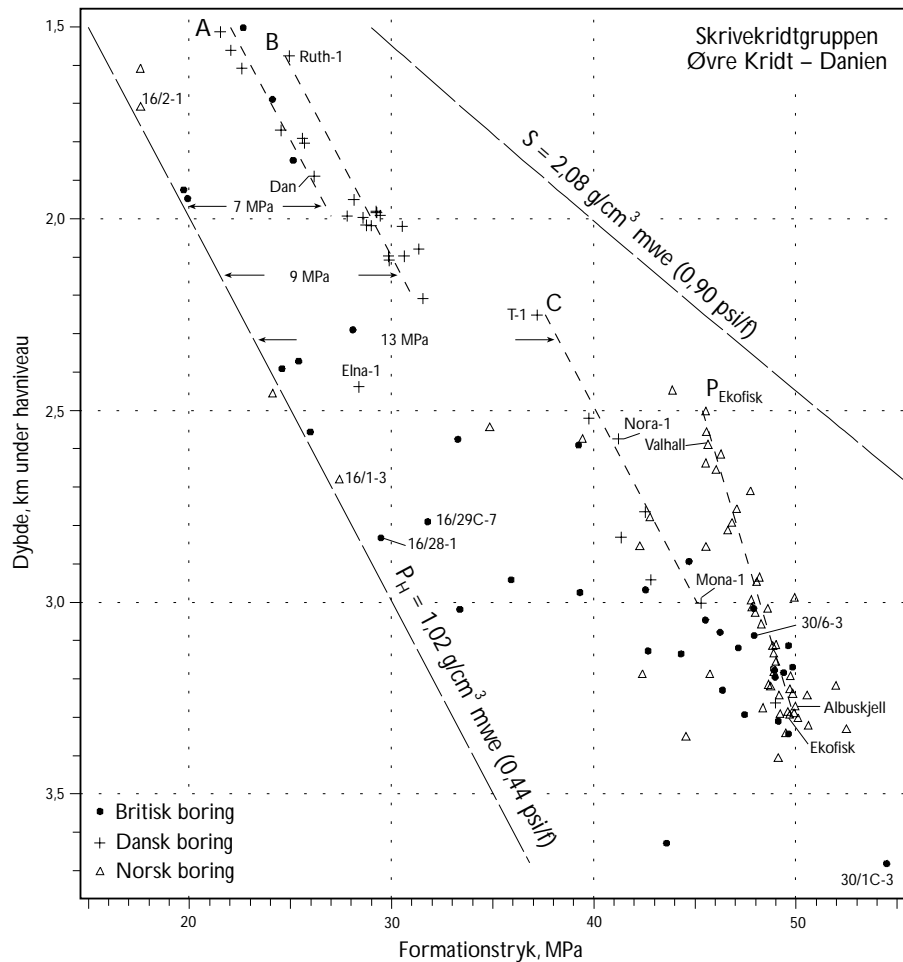


Fig. 23. Den prækvartære geologi i det nordatlantiske område med markering af områder med henholdsvis sen-kænozoisk landhævning og indsynkning. Præ-kænozoiske bjergarter er generelt blottet på landjorden, mens de prækvartære sediment i havområderne generelt er neogene. Mellem disse to områder findes hældende lag af palæogen og ældre alder der langs mange kystlinier er afskåret af erosive inkonformiteter. Denne konfiguration er i overensstemmelse med neogen hævnning af landmasserne. Sammenstillet af Japsen & Chalmers (2000) som angiver henvisninger til de arbejder der er lagt til grund for udarbejdelsen af kortet.



Fig. 24. Formationstryk i Skrivekridtet afbildet mod dybde i den centrale Nordsø. Linierne A, B og C markerer geografisk sammenhængende områder i dansk Centralgrav hvor overtrykket er forholdsvis konstant, henholdsvis  $7 \pm 1$ ,  $9 \pm 1$  og  $15 \pm 1$  MPa. Disse områder kunne derfor tolkes som udtryk for hydraulisk kommunikation i kalken, såkaldte trykceller (sammenlign med Bradley & Powley 1994). Områderne skal dog snarere forklare ved den overliggende Nordsøgruppens ensartede egenskaber inden for hvert af områderne, og dermed følgende ensartede belastning og underkompaktion.  $P_{\text{Ekofisk}}$ : sammenhæng mellem tryk og dybde for norske kalkfelter i Ekofisk-området. Vertikal tryk-kommunikation i oliefasen er en mulig forklaring på det tilsyneladende fald i overtryk med dybden i Ekofisk-området. Forklaring af symboler i Tabel 2. Lokalisering på Fig. 15. Modifieret efter Japsen (1998).



den neogene landhævning der kan følges langt fra aktive pladegrænser, og den må samtidig inddrage det observerede indsynkningsmønster nær landområderne. En sådan model må tilpasses regionale observationer ud fra uafhængige metoder og ikke kun data fra et enkelt område. I stedet for at søge at forklare disse fænomener med en enkelt mekanisme, må en model givetvis basere sig på en kombination af flere processer: mekaniske og fasemæssige ændringer i Jordens kappe, ændrede pladebevægelser der fører til spændinger mellem kontinentalpladerne, isostatisk landhævning forårsaget af erosion og endelig fald i det globale havniveau (se f.eks. Clift, Carter & Hurford 1998, Cloetingh et al. 1990, Riis & Fjeldskaar 1992, Rohrman & van der Beek 1996, Dimakis et al. 1998). Den sen-kænozoiske erosion må imidlertid have taget udgangspunkt i tektoniske bevægelser, idet erosionen bl.a. er forårsaget af fænomener som den relative bevægelse af Skagerrak-Kattegat Platformen og dannelsen af Den Sydsvenske Dome (Japsen & Bidstrup 1999).

## Overtryk i formationerne i den centrale Nordsø

I en oversigt over de mekanismer der kan skabe overtryk opstillede Osborne & Swarbrick (1997) tre hovedkategorier: 1. kompaktionsuligevægt, dvs. ineffektiv reduktion af rumfang efter en påført ydre spænding, 2. rumfangsudvidelse af porevæsker eller af bjergartsmatricen og 3. hydraulisk kommunikation og kulbrinters opdrift (forårsaget af at kulbrinter har mindre massefylde end vand). Desuden skal overførsel af overtryk opstået andre steder tages i betragtning (engelsk: transference). Ifølge disse forfattere er de vigtigste mekanismer kompaktionsuligevægt og rumfangsudvidelse som følge af gasdannelse. Se en nærmere diskussion af overtryk og underkompaktion i Appendiks C.

Overtrykket i Skrivekridtet i den centrale Nordsø er interessant i et videre perspektiv, fordi det er muligt at kortlægge overtrykket ud fra talrige trykmålinger, og fordi antallet af mulige kilder til overtrykket er begrænset (Fig. 15). Rumfangsudvidelse kan udelukkes som kilde til overtryk, fordi der ikke

er kildebjergarter i Skrivekridtet, og fordi der kun er små mængder ler til frigivelse af vand under mineralogiske ændringsprocesser (Cayley 1987, Kennedy 1987). Endvidere er rumfangsudvidelse som følge af opvarmning af vand (f.eks. Hunt 1990) ikke relevant for den relativt permeable kalk da denne mekanisme forudsætter næsten komplet forsegling (Osborne & Swarbrick 1997). Kompaktionsuligevægt er således blevet foreslået som hovedkilden til overtryk i Skrivekridtet og de ovenliggende lersten (Carstens 1978, D'Heur 1993, Hall 1993, Japsen 1994, 1998).

### Overtryk på grund af kompaktionsuligevægt

Det sen-kænozoiske depocenter i den centrale Nordsø er karakteriseret ved sammenfald af to uafhængige observationer: overtryk i Skrivekridtet og underkompaktion af såvel den nedre Nordsøgruppen som af Skrivekridtet (manifesteret ved positive dybdeanomalier for disse niveauer, dvs. relativt lave lyd hastigheder; Fig. 8c, 9c, 15). Området med overtryk i Skrivekridtet kan afgrænses ud fra lyd hastighederne i kridtet i den centrale og sydlige del af Nordsøen, men ikke syd for Vikinggraven hvor Skrivekridtet overlapper med lersten fra Shetlandgruppen (Johnson & Lott 1993). Derimod kan overtrykket i Skrivekridtet tydeligt afgrænses på basis af lyd hastighederne i de overliggende lersten, hvorfra der naturligvis ikke findes trykmålinger. Endvidere ses det at overtrykket opfører sig mod nordvest hvor paleocæne sandsten overlapper Skrivekridtet (f.eks. Cayley 1987, Darby, Haszeldine & Couples 1996, Osborne & Swarbrick 1997).

Det geografiske sammenfald mellem det sen-kænozoiske depocenter, overtryk og underkompaktion understreger at overtrykket hovedsageligt er forårsaget af kompaktionsuligevægt. Sedimenterne forhindres i at kompaktere normalt når vægten af dæklagene øges i et hurtigere tempo end porevæsken er i stand til at forlade sedimenterne i, fordi lerstenene i den nedre Nordsøgruppe har lav permeabilitet (Fig. 24). Således kan 91% af overtrykket i Skrivekridtet forklares ud fra størrelsen af dybdeanomalierne for Skrivekridtet, og endvidere er overtrykket i samme størrelsesorden som den effektive belastning udøvet af den øvre Nordsøgruppe (Ligningerne C-1, C-2; se også Appendiks A). Dette underbygger den konklusion at overtrykket overvejende skyldes underkompaktion forårsaget af den hurtige, sene indsynkning i den centrale Nordsø. I gennemsnit svarer dybdeanomalierne for den nedre Nordsøgruppe til 74% af det overtryk der er målt i den underliggende kalk (Ligning C-2). Denne relativt lave grad af underkompaktion er formentlig udtryk for den lettere

afdræning af lerstenene end af den underliggende kalk (se også Appendiks A).

### Andre kilder til overtryk

Yderligere to kilder bidrager væsentligt til overtrykket i Skrivekridtet. Dels omfordeling af overtryk skabt ved rumfangsudvidende processer i de kulbrintedannende lag under Skrivekridtet, og dels opdrift forårsaget af indtrængning af kulbrinter der har mindre massefylde end vand (Fig. 25). Begge processer kan således bidrage til at overtrykket i Skrivekridtet er større end dets grad af underkompaktion vurderet ud fra hastighedsdata. Dette forhold betyder at overtrykket må være steget, og at Skrivekridtet dermed må være blevet aflastet (engelsk: unloaded) efter at det var udsat for maksimal belastning – måske fordi formationsvæsken i Skrivekridtet er blevet tilført væsker fra de jurassiske kulbrinte-køkkener. Tilstedeværelsen af tensionsfrakturer i Skrivekridtet er i overensstemmelse med denne tolkning (Watts 1983). I Ekofisk-området bidrager lodret trykkommunikation i oliefasen til de meget høje overtryk der er observeret her (Fig. 24; se Megson, Japsen & Caillet 1998).

### Skrivekridtet som en regional akvitard

Den øvre Nordsøgruppes belastning af de underliggende lag skaber overtryk, men det er den nedre Nordsøgruppes mægtighed og forseglingsegenskaber der bestemmer i hvilken grad overtrykket bliver tilbageholdt i de nedre-kænozoiske lersten og i Skrivekridtet (se Fig. 25; Japsen 1998, 1999). Når fordelingen af sedimenter i Skrivekridtets dæklag bestemmer dets overtryk, må vandrette væskestrømme i Skrivekridtet være meget begrænsede i regional målestok. Den dominerende transportretning for den porevæske der presses ud af Skrivekridtet når det kompakterer, må derfor være lodret, dvs. igennem de overliggende kænozoiske sedimenter. Lodret migration gennem disse lersten kommer bl.a. til udtryk ved forekomsten af såkaldte gasskyer over større antiklinale strukturer i området (f.eks. Cayley 1987, Megson 1992, Caillet et al. 1997). Skrivekridtet kan derfor betragtes som en akvitard i regional skala i den centrale Nordsø, d.v.s. en formation der hæmmer væskebevægelser. Dette resultat er i overensstemmelse med studier fra den britiske og norske sektor (Cayley 1987, Darby, Haszeldine & Couples 1996, Caillet et al. 1997).

Den hydrodynamiske teori om langdistancemigration af formationsvand og kulbrinter i Skrivekridtet i den danske del af Centralgraven må afvises på dette

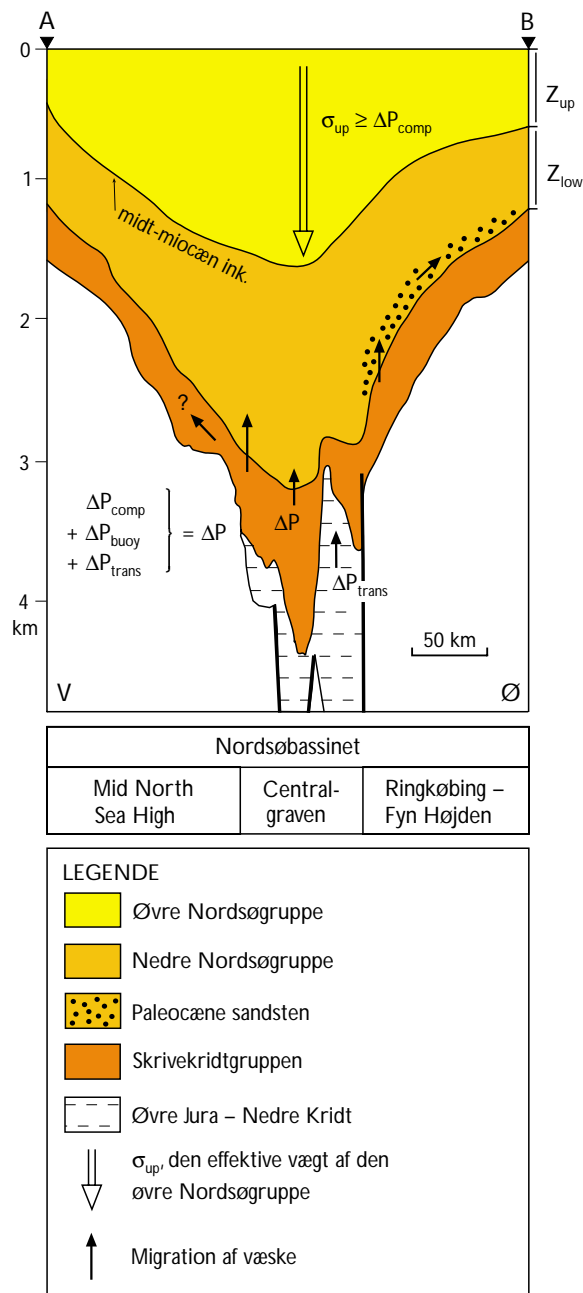


Fig. 25. Dybdeprofil med angivelse af de faktorer der bestemmer overtrykket i Skrivekridtet,  $\Delta P$ , og mulighederne for vertikale eller laterale væskebevægelser i Nordsøbassinet. Hovedparten af overtrykket skyldes underkompaktion forårsaget af den hurtige aflejring af den øvre Nordsøgruppe. Formationsvæsken i Skrivekridtet (og i den nedre Nordsøgruppe) kan ikke presses så hurtigt ud af bjergarterne at kompaktionslignevægt har indstillet sig. Overtryk på grund af underkompaktion:  $\Delta P_{comp}$  (Ligning C-2), overtryk på grund af omfordeling af overtryk:  $\Delta P_{trans}$ , og overtryk på grund af opdrift:  $\Delta P_{buoy}$ . Profilet er fra A til B på Fig. 15. Modificeret efter Japsen (1998).

grundlag (Damtoft et al. 1992, Megson 1992). Det paradoks at Skrivekridtet lokalt udgør en akvifer og dermed en reservoirbjergart, mens det i regional sammenhæng er en akvitard, kan måske forklares ved forværring af permeabiliteten væk fra de ancorede kalkfelter og ved diskontinuitet af permeable lag. Endelig kan det forhold at overtrykket i Skrivekridtet er ret konstant inden for områder der er ca. 40 km i diameter, forklares med ensartetheden af de kænozoiske dæklag inden for disse områder og således ikke tages som udtryk for eksistensen af trykceller inden for hvilke der er hydraulisk kommunikation (Fig. 24, 25; sammenlign med Bradley & Powley 1994).

Overtrykket i Skrivekridtet reduceres i alle retninger væk fra det sen-kænozoiske depo-center (Fig. 15). Dette trykfald betyder at der findes et potentiale for vandret migration igennem Skrivekridtet, men det tempo migrationen kan finde sted i, afgøres af akviferernes mægtighed, deres permeabilitet og af den hydrauliske forbindelse mellem mulige akviferer. Disse relationer er tilsyneladende ikke optimale for Skrivekridtet i regional sammenhæng, men de vandrette trykgradienter er afgørende for den langdistansemigration, der f.eks. kan finde sted i paleocæne sandsten. Fundet af kulbrinter i Siri-1 boringen, 25 km øst for Centralgraven, påviste således migration fra de jurassiske kildebjergarter i Centralgraven (Danish Energy Agency 1996). I et kulbrintesystem hvor den dominerende migrationsretning er lodret, bliver transport af kulbrinter langs forkastningsplaner givetvis afgørende (se f.eks. Darby, Haszeldine & Couples 1996).

Sammenfattende kan det siges at overtrykket i Skrivekridtet og i den nedre Nordsøgruppe i den centrale Nordsø er resultatet af en balance mellem sedimentationsraten på havbunden og den hastighed hvormed formationsvæskerne presses ud gennem de nedre-kænozoiske aflejringer, samtidig med at væsker tilføres fra sedimenterne under Skrivekridtet.

## Konklusion

Forskellen mellem normalhastighedskurver for Skrivekridt, marine lersten domineret af smektit/illit og kontinentale lersten domineret af kaolin kan relateres til forskelle i kompaktionsforløbet for disse bjergarter betinget af deres mineralogi. Det er således muligt at studere de fysiske egenskaber for ensartede sedimentære bjergarter ved at undersøge hvordan lydshastigheden i sedimenterne øges gennem normalkompaktion i det store laboratorium som Nordsøbassinet udgør.

Intervalhastigheder bliver rutinemæssigt bestemt i alle dybe borer, og det har derfor været muligt at udarbejde kort over hastigheds-dybdeanomalier i Nordsøbassinet for Skrivekridtet og for de kænozoiske sedimenter over og under den midt-miocæne inkonformitet. Disse kort viser et sammenhængende anomalimønster for Skrivekridtet og den nedre Nordsøgruppe, mens den øvre Nordsøgruppe er nær normalkompaktion. Dybdeanomalierne, der varierer indenfor  $\pm 1$  km, afspejler primært to fysiske processer, der har ført til afvigelser fra normalkompaktion:

1. Fjernelse af op til 1 km tykke aflejringer langs bassinets vestlige og østlige rand. Erosionen påbegyndtes med landhævningen af Skandinavien og De Britiske Øer i neogen tid og blev uddybet af glaciære processer. Årsagerne til landhævningen, der påvirkede hele det nordatlantiske område, er endnu uafklarede, men at de tog udgangspunkt i bevægelser af jordskorpen er bl.a. dokumenteret med det materiale der er fremlagt her.
2. Overtryk på omkring 10 MPa i lagene under den midt-miocæne inkonformitet på grund af komaktionsuligevægt i den centrale Nordsø. Denne uligevægt er betinget af den hurtige aflejring af de øvre-kænozoiske sedimenter og den langsomme afdræning af de underliggende sedimenter, bestemt af mægtigheden og de forseglende egenskaber af de nedre-kænozoiske aflejringer. Overtrykket i Skrivekridtet er således primært bestemt af dæklagenes egenskaber, og vandrette væskestrømme i Skrivekridtet må derfor være begrænsede i regional målestok.

Mægtigheden af fjernede dæklag kan generelt vurderes ud fra Skrivekridtets intervalhastighed, mens en sådan vurdering ud fra data for den nedre Nordsøgruppe forudsætter identifikation af rene lerintervaller. Syd for Vikinggraven kan overtrykkzonen afgrænses ud fra lyd hastigheden i de nedre-kænozoiske lersten, mens et højt siliciklastisk indhold mindsker lyd hastigheden i Skrivekridtet i dette område. Det er således kun muligt at relatere dybdeanomalierne til afvigelser fra normalkompaktion for meget ensartede aflejringer.

## Tak

Dette arbejde har kun været muligt takket være støtten fra Carlsbergfondet og GEUS. Jeg vil gerne takke Ida Fabricius og Niels Foged (DTU), Lars Henrik Nielsen (GEUS) samt Hans Thybo (Københavns Universitet) for deres kommentarer til manuskriptet, Frants von Platen-Hallermund for det topografiske kort i Fig. 22 og Gurli E. Hansen for udførelsen af figurerne.

## Appendiks A – Fastlæggelse af en normalhastighedskurve

Adskillige matematiske funktioner er blevet anvendt for at udtrykke hvorledes lyd hastigheden,  $V$  [m/s], tiltager med dybden,  $z$  [m], for forskellige sedimentære formationer. En lineær hastigheds-dybde funktion er således blevet anvendt for adskillige sedimenttyper (f.eks. Scherbaum 1982, Bulat & Stoker 1987, Japsen 1993):

$$V = V_0 + k \cdot z \quad (\text{A-1})$$

hvor  $V_0$  er lyd hastigheden ved jordoverfladen, og  $k$  [m/s/m= $s^{-1}$ ] er hastigheds-dybde gradienten. Hillis (1995) anvendte en lineær relation mellem transittid,  $tt=1/V$  [s/m= $0,3048$  s/fod], og dybde for skrivekridt, sandsten og lersten:

$$tt = tt_0 + q \cdot z \quad (\text{A-2})$$

hvor  $tt_0$  er transittiden ved jordoverfladen, og  $q$  [s/m<sup>2</sup>] er en negativ transittids-dybde gradient (sammenlign med Al-Chalabi 1997a). Standardkurver for lersten er ofte blevet udtrykt ved simpel, eksponentiel reduktion af transittid med dybden (f.eks. Hottmann & Johnson 1965, Hansen 1996):

$$tt = tt_0 e^{-z/b_1} \quad (\text{A-3})$$

hvor  $b_1$  [m] er en eksponentiel konstant.

De ovennævnte tre formuleringer er alle lineære tilnærmelser i henholdsvis  $V$ - $z$ ,  $tt$ - $z$  og  $\ln(tt)$ - $z$  planet og forudsiger at hastigheden øges mod uendeligt for  $z \rightarrow \infty$ . I den første formulering ovenfor er hastighedsgradienten konstant, og i de to andre øges den med dybden. Begge dele kan naturligvis være tilfældet for et vist dybdeinterval, men hastighedsstigningen må gå mod nul for stor dybde, så hastigheden ikke går mod uendelig. Anvendelse af sådanne ukorrekte matematiske formuleringer fører til overvurdering af hastigheden ved stor dybde. Dette kan f.eks. føre til undervurdering af forskellen mellem standardkurven og den målte hastighed, og dermed undervurdering af eventuel erosion. Læg eksempelvis mærke til hvorledes Hillis (1995) forslag til en standardkurve for Bunter Lersten viser en voksende hastighedsstigning med dybden (Fig. 17, Ligning A-2).

En tilpasset (engelsk: constrained), eksponentiel transittids-dybde model blev foreslået for marine lersten af Chapman (1983) og af Japsen (2000) (Ligning A-10):

$$tt = (tt_0 - tt_\infty) e^{-z/b_2} + tt_\infty \quad (\text{A-4})$$

hvor  $tt_\infty$  er transittiden for uendelig dybde, og  $b_2$  [m] er en eksponentiel konstant (sammenlign med Al-Chalabi 1997a). Denne formulering er lineær i  $\ln(tt - tt_\infty)$ -z planen, og det betyder at  $tt \rightarrow tt_\infty$  og at hastigheds-dybde gradienten,  $k \rightarrow 0$  for  $z \rightarrow \infty$ . Denne formulering er således tilpasset rimelige randbetingelser, om end den ikke er en universel formulering af relationen mellem hastighed og dybde for sedimentære bjergarter.

Endelig er en stykkevis lineær hastigheds-dybde funktion blevet anvendt for Skrivekridtet og for Bunter Lersten sådan som det er anført i denne tekst (Ligning A-9, A-11). Funktionen er defineret over et dybdeinterval inddelt i  $n$  stykker:

$$V = V_{0i} + k_i \cdot z, \quad z_{ai} < z < z_{bi} \quad (\text{A-5})$$

hvor  $V_{0i}$  og  $k_i$  er henholdsvis hastigheden ved jordoverfladen og hastigheds-dybde gradienten af det  $i$ 'te liniestykke der er defineret for hastigheder mellem  $V_{ai}$  og  $V_{bi}$ . Der er således ikke nogen simpel matematisk funktion der kan beskrive den observerede stærke hastighedsstigning i moderate dybder for Skrivekridt og Bunter Lersten (Fig. 11, 17).

Af de forslag, der er angivet i litteraturen, er det således kun en stykkevis lineær hastigheds-dybde funktion og en tilpasset, eksponentiel transittids-dybde funktion der ikke strider mod rimelige randbetingelser.

## Beregning af hastigheds- og dybdeanomalier

Hvis vi antager en lineær sammenhæng mellem hastighed og dybde (Ligning A-1), får vi en eksponentiel sammenhæng mellem dybde og løbetid (Slotnick 1936). Idet hastighedsanomalien er defineret som forskellen mellem den målte lyd hastighed og den forventede lyd hastighed for formationen ved normal-kompaktion, får vi (Fig. 5; Japsen 1993):

$$dV = k \cdot \Delta z (e^{k\Delta T/2} - 1)^{-1} - V_0 - k \cdot z_t \quad (\text{A-6})$$

hvor  $\Delta z$  er lagets mægtighed,  $\Delta T$  [m/s] er to-vejs løbetiden gennem laget, og  $z_t$  er dybden til toppen af laget (engelsk: two-way travelttime, TWT). Hastighedsgradienten,  $k$ , er hældningen af det lineære trend, og vi får derfor følgende udtryk for dybdeanomalien,  $dZ_B$ , der er forskellen mellem den målte dybde for formationen og den forventede dybde ved normal-kompaktion for den målte hastighed:

$$dZ_B = -dV / k \quad (\text{A-7})$$

hvor fortegnet markerer at en positiv hastighedsanomali svarer til en reduktion af dybden.

Hvis vi vælger at udtrykke normalhastighedskurven med en tilpasset, eksponentiel transittids-model (Ligning A-4), kan dybdeanomalien for et lag med en målt hastighed,  $V=1/tt$ , tilnærmes med følgende udtryk (Japsen 1999):

$$dZ_B = (tt_0 - tt_\infty) \cdot \ln \frac{tt - tt_\infty}{(tt - tt_\infty) \cdot e^{-z/b_2}} \quad (\text{A-8})$$

Udtrykket er udledt for et lag med en moderat hastighedsgradient.

## En revideret standardkurve for Skrivekridtet, Øvre Kridt-Danien

Japsen (1998) formulerede en normalhastighedskurve for Skrivekridtgruppen på baggrund af en analyse af data fra 845 borer fra hele Nordsøbassinet samt ODP data fra pelagiske kalkaflejringer af Eocæn til nutidig alder i det vestlige Stillehav nær Ækvator (Fig. 10, 11; Urmos et al. 1993). Nærmest jordoverfladen blev der ikke fundet nordsødata der repræsenterede normalkompaktion, og derfor blev kurven i dette dybdeinterval styret af ODP data fra et stabilt geologisk område. I det mellemste dybdeinterval ( $z \sim 1$  km) blev data svarende til normalkompaktion udpeget ud fra kvalitative argumenter langs den nedre grænse for datapunkterne i et hastigheds-dybde diagram, hvor effekten af overkompaktion på grund af erosion er mindst. I større dybder blev referencepunkterne udpeget langs den øvre grænse i diagrammet, hvor effekten af underkompaktion på grund af overtryk er mindst.

Imidlertid kan yderligere geologiske argumenter anvendes til at fastlægge referencepunkter i det mellemste dybdeinterval, hvor effekterne af erosion og overtryk kan være svære at udskille (Japsen 2000). Disse argumenter udnytter at hastighedsanomalimetoden kan påvise afvigelser fra maksimal begravelsesdybde, og at fornyet pålejring efter erosion derfor mindsker den målelige anomali (Fig. 6, Ligning 2). Dette betyder at i områder hvor de kvartære aflejringer er tykke, vil selv små afvigelser fra maksimal begravelsesdybde på grund af neogen erosion svare til en betydelig tykkelse af de manglende dæklag. Endvidere er dyb erosion ikke sandsynlig hvor den sub-kvartære hiatus er lille.

Disse fysiske og geologiske overvejelser kan bruges til at sige at normalkompakteret Skrivekridt sandsynligvis kan findes i områder hvor kvartæret er tykt og neogene sediment er tilstede, samtidig med at

trykket er hydrostatisk. Følgelig skal standardkurven for Skrivekridt følge den øvre grænse i et hastigheds-dybde diagram for datapunkter fra sådanne områder, mens data der svarer til underkompaktion må forventes at afbildes under denne grænse (Fig. 12). På denne måde kan en revideret standardkurve for Skrivekridt fastlægges ud fra sådanne data for  $900 < z < 1700$  m. Den reviderede kurve passer med de datapunkter der definerede det oprindelige udtryk for  $z > 2000$  m og også med en hastighed på jordoverfladen på 1550 m/s. Kurven blev på tilsvarende vis formuleret som en stykkevis lineær funktion af samme form som Ligning A-5:

$$\begin{aligned} V_N^{Ch} &= 1550 + 1,3 \cdot z, & z < 900 \text{ m} \\ V_N^{Ch} &= 920 + 2 \cdot z, & 900 < z < 1471 \text{ m} \\ V_N^{Ch} &= 1950 + 1,3 \cdot z, & 1471 < z < 2250 \text{ m} \\ V_N^{Ch} &= 2625 + z, & 2250 < z < 2875 \text{ m.} \end{aligned} \quad (\text{A-9})$$

Udtrykket angiver, at hastighedsgradienten er stærkt dybdeafhængig, idet den er  $1,3 \text{ s}^{-1}$  når dybden er begrænset og så stiger til  $2 \text{ s}^{-1}$  for dybder omkring 1 til 1,5 km, for så at aftage til  $1,3$  og dernæst  $1 \text{ s}^{-1}$ . For det øverste liniestykke var hastighedsgradienten bestemt til  $1 \text{ s}^{-1}$  for det oprindelige udtryk der var baseret på en sonic log fra ODP Site 807. Denne forskel mellem hastighedsgradienterne for pelagiske karbonater i ringe dybde kan forklares ud fra forskellene i effektiv belastning fra de ovenliggende sedimenter på grund af massefyldevariationer. Porøsiteten af dæklag bestående af pelagiske karbonater er således højere end i dæklag af normalkompakterede siliciklastiske sedimenter i Nordsøen i den øverste kilometer af lagsøjlen (Urmos et al. 1993, Borre & Fabricius 1998).

Den reviderede kurve er forskudt mod mindre dybder med 210 m i forhold til det oprindelige udtryk for  $2920 < V < 3920$  m/s. Denne forskydning medfører en tilsvarende formindskelse af erosionsestimater og en forøgelse af overtryksestimater på op til 2 MPa for datapunkter der afbildes henholdsvis over og under linien (overkompaktion på grund af overtryk:  $dZ_b/100 = 210/100 \text{ MPa} \approx 2 \text{ MPa}$ , Ligning C-2a). Det er en forbedring at den reviderede model forudsiger større overtryk end den oprindelige model der kun redegør for 80% af det observerede overtryk i Skrivekridtet (målt i 52 borer der ikke var boret over diapirer og hvor overtrykket var større end 4 MPa). Den tilsvarende andel er 91% ud fra den reviderede standardkurve.

## En standardkurve for marine lersten baseret på data for F-I led, Nedre Jura

For marine lersten tilhørende F-I led, Nedre Jura, foreslog Japsen (2000) en standardkurve,  $V_N^{Sh}$ , baseret på hastigheds-dybde data fra 28 danske borer hvorfra hastighedsdata for Skrivekridtet også var tilgængelige (Fig. 16):

$$V_N^{Sh} = 10^6 / (460 \cdot e^{-z/2175} + 185) \quad (\text{A-10}).$$

Dette udtryk er en tilpasset, eksponentiel transittids-dybde model der opfylder rimelige grænsebetingelser på jordoverfladen og ved uendelig dybde,  $V_0 = 1550$  m/s og  $V_\infty = 5405$  m/s (sammenlign med Ligning A-4). Den maksimale hastigheds-dybde gradient er  $0,6 \text{ s}^{-1}$  for  $z = 2,0$  km. Denne normalhastighedskurve blev rekonstrueret ved at korrigere nuværende lagdybder for effekten af neogen erosion vurderet ud fra lydhaastigheder i det overliggende Skrivekridt i hver boring (Fig. 19). Standardkurven kan lettere identificeres fordi de korrigerede dybder svarer til lagdybderne før den neogene erosion da sedimenterne var maksimalt begravet flere steder end i dag. Kurven er baseret på data for lersten med lydhaastigheder fra 2,6 til 3,6 km/s.

Ovenstående kurve for lersten er forskudt mod mindre dybde med f.eks. 200 m for  $z = 2$  km og forudsiger således større overtryk i forhold til den kurve der blev anvendt af Japsen (1999; se Fig. 8). Dette er en forbedring idet dybdeanomalier for den nedre Nordsøgruppe beregnet i forhold til sidstnævnte kurve kun redegør for 66% af det observerede overtryk i det underliggende Skrivekridt (målt i 24 borer der ikke var boret over diapirer og hvor overtrykket var større end 4 MPa). Den tilsvarende andel er 74% ud fra ovenstående standardkurve.

## En standardkurve for kontinentale lersten baseret på data for Bunter Lersten, Nedre Trias

For Bunter Lersten, Nedre Trias, formulerede Japsen (2000) en stykkevis lineær standardkurve,  $V_N^{BSh}$ , baseret på hastigheds-dybde data fra 93 britiske og danske borer hvorfra hastighedsdata for Skrivekridtet også var tilgængelige (Fig. 17, Ligning A-5):

$$\begin{aligned} V_N^{BSh} &= 1550 + z \cdot 0,6, & 0 < z < 1393 \text{ m} \\ V_N^{BSh} &= -400 + z \cdot 2, & 1393 < z < 2000 \text{ m} \\ V_N^{BSh} &= 2600 + z \cdot 0,5, & 2000 < z < 3500 \text{ m} \\ V_N^{BSh} &= 3475 + z \cdot 0,25, & 3500 < z < 5300 \text{ m.} \end{aligned} \quad (\text{A-11})$$

Udtrykket viser en markant dybdeafhængighed af hastighedsgradienten idet den kun er  $0,6 \text{ s}^{-1}$  nær overfladen hvorefter den stiger til  $2 \text{ s}^{-1}$  for dybder ned til 2 km og så falder gradvist med dybden til  $0,5$  og  $0,25 \text{ s}^{-1}$ . Standardkurven for Bunter Lersten blev rekonstrueret ved at anvende samme fremgangsmåde som for de nedre-jurassiske marine lersten (Fig. 19). Kurven er formuleret således at den forudsiger sandsynlige værdier nær jordoverfladen,  $V_0=1550 \text{ m/s}$ . Den er baseret på lyd hastigheder fra 2,6 til 4,8 km/s.

Frem for at formulere en specifik standardkurve for den nedre-triassiske Bunter Sandsten, kan kurven for Bunter Lersten anvendes som en rimelig approksimation (88 britiske og danske borer, lyd hastigheder fra 3,0 til 4,3 km/s; Fig. 18).

## Appendiks B – Dybdekonvertering

Da borer ofte er placeret over antiklinale strukturer i undergrunden, er en model for lyd hastighedens stigning med dybden vigtig for at kunne vurdere strukturens sande geometri ud fra dens seismiske billede. Dybdekonvertering er således omregning af to-vejs løbetid gennem et lag målt i sekunder,  $\Delta T$ , til lagmægtigheder i meter,  $\Delta z$ . Dette gøres ved følgende simple beregning:

$$\Delta z = V_i \cdot \Delta T / 2 \quad (\text{B-1})$$

hvor  $V_i$  er intervalhastigheden (eller gennemsnitshastigheden) for laget. Intervalhastigheden for et lag kendes kun præcist fra borer, hvor målte sonic-

logs kan kalibreres med såkaldte 'check shots'. Lydbølgerne fra check shot-detonationer på jord- eller havoverfladen registreres i borehullet i forskellige niveauer, således at den præcise seismiske løbetid mellem jordoverfladen og disse niveauer kan bestemmes. Intervalhastigheden mellem seismiske reflektorer kan også beregnes på basis af overfladeseismiske data, og man kan derfor opnå stor fladedækning, men ikke så stor præcision som ud fra borehulsdata (se Al-Chalabi 1974).

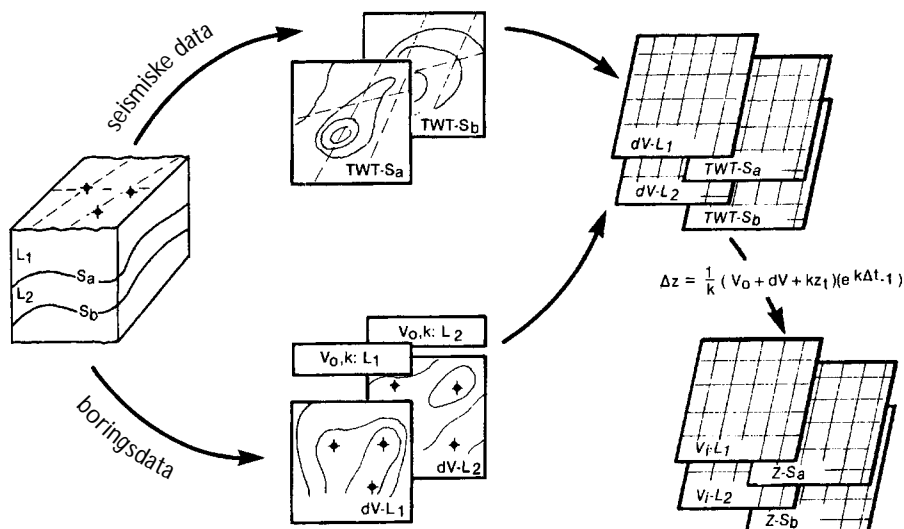
### Dybdekonvertering efter hastighedsanomali-metoden

Dybdekonvertering af et kort over to-vejs løbetid til en geologisk flade forudsætter hastighedsdata for de sediment der ligger over laggrænsen. Hvis dæklagene har meget forskellige hastigheder, kan de underinddeles for at opnå en forbedret dybdeprognose og for at få udskilt kort over enkelte lag.

Er der mange borer i et område kan man interpolere mellem de boringsbestemte hastighedsinformationer og opnå en prognose for hvert lags intervalhastighed et givet sted. Antages det at lyd hastigheden i et lag ikke afhænger af dybden, kan man direkte anvende et intervalhastighedskort udarbejdet fra boringsdata.

En hyppig antagelse for dybdekonvertering er imidlertid at lyd hastigheden i et lag stiger lineært med dybden (Ligning A-1). Den endelige hastighedsmodel kan dernæst kalibreres ud fra målte intervalhastigheder i de tilgængelige borer ud fra denne antagelse (Fig. 26; ' $V_0$ -k depth conversion': Marsden 1992, 'velocity-anomaly depth conversion': Japsen 1993, 'li-

Fig. 26. Arbejdsgangen i dybdekonvertering efter hastighedsanomali-metoden. To lag,  $L_1$  og  $L_2$ , er bestemt af jordoverfladen og laggrænserne  $S_a$  og  $S_b$ . Ud fra seismiske data udarbejdes kort over to-vejs løbetiden til laggrænserne og på basis af boringsdata opstilles lineære hastighedsdybde modeller for de to lag ( $V_0, k$ ; Ligning A-1) samt kort over hastighedsanomalierne for de to lag ( $dV$ ; Ligning A-6). Når alle kortene er på digital form kan dybden,  $z$ , til laggrænserne og intervalhastigheden,  $V_i$ , for hvert lag beregnes for alle punkter i det digitale net, startende med det øverste lag (Ligning B-2). Modificeret efter Japsen (1993).



near gridded': kortlægningsprogrammet Z-Map Plus, Landmark 1996).

Fastlæggelsen af en lineær hastigheds-dybde model for et lag kan således være udgangspunkt for dybdekonvertering og specielt bestemmelsen af hastighedsgradienten,  $k$ , er vigtig. Det absolutte niveau for hastighedsfunktionen ( $V_0$ ) er ikke afgørende da modellen kalibreres i forhold til boringsdata. Hastighedsgradienten for et lag kan fastlægges ud fra sonic-logs og afbildning af intervalhastighed mod dybde. I vurderingen må der tages hensyn til litologiske variationer i laget, og til effekten af mulig erosion af dæklagene eller eventuelt overtryk i laget. Disse processer kan resultere i forskydning af datapunkterne med  $\pm 1$  km i forhold til standardkurven (se Fig. 5).

Afvigelsen mellem den lineære hastighedsmodel og målte intervalhastigheder for laget kan nu beregnes for hver boring og udtrykkes ved hastighedsanomalien,  $dV$  (Ligning A-6). Udtrykket  $dV+V_0$  er prognosen for lagets lyd hastighed ved jordoverfladen baseret på målingerne i boringerne og den lineære hastighedsmodel. Hastighedsanomalien er således et mål for lagets hastighed hvor dybdeafhængigheden af lyd hastigheden er søgt mindsket, og afhænger således af regionale faktorer som overtryk, erosion og litologiske variationer. Det er derfor muligt at udføre bedre forudsigelser af hastighedsanomalien end af intervalhastigheden for et lag på basis af kort over konturerede boringsdata hvis der er en klar sammenhæng mellem dybde og hastighed for laget (Japsen 1994).

Mægtigheden af laget,  $\Delta z$ , kan beregnes for givne koordinater ud fra den seismisk bestemte to-vejs løbetid gennem laget,  $\Delta T$ , den lineære hastighedsmodel,  $V_0$  og  $k$ , de boringsbestemte hastighedsanomalier,  $dV$  samt dybden til toppen af laget,  $z_0$ , der er kendt fra dybdekonverteringen af de overliggende lag (Fig. 26):

$$\Delta z = \frac{1}{k} (V_0 + dV + k \cdot z_0)(e^{k \cdot \Delta T/2} - 1). \quad (\text{B-2})$$

Denne »lagkagemetode« til dybdekonvertering forudsætter at mægtigheden af det øverste lag beregnes først, således at dybden til basis af lag 1 er kendt, hvorefter mægtigheden af hvert underliggende lag beregnes ét efter ét. Beregning af dybden til ethvert punkt i undergrunden forudsætter derfor en dybde-model bestående af flader imellem lag med mægtigheder større end eller lig med nul. På denne måde undgås udefinerede værdier i punkter hvor f.eks. Skrivekridtet mangler på toppen af en diapir. I stedet for at kortlægge dybden til toppen af Skrivekridtet kan det derfor være praktisk at kortlægge dybden til basis af de kænozoiske aflejringer (undtagen Danien).

## Dybdekonvertering af seismiske kort over Danmarks undergrund

Kortserien over Det Danske Bassin blev dybdekonverteret ud fra hastighedsanomali-metoden (1:400.000; Britze & Japsen 1991, Japsen & Langtofte 1991a, b). Den mesozoisk-kænozoiske lagserie blev inddelt i Nordsøgruppen, Skrivekridtgruppen, Jura-Nedre Kridt og Trias aflejringerne, og følgende hastighedsgradienter blev benyttet:  $0,6 \text{ s}^{-1}$ ,  $1,1 \text{ s}^{-1}$ ,  $0,5 \text{ s}^{-1}$  og  $0,5 \text{ s}^{-1}$  (se Fig. 3). Hastighedsgradienterne blev fastlagt på basis af en semi-regional analyse af intervalhastighedsdata fra Det Danske Bassin uden at effekten af erosion af dæklagene blev taget i betragtning; værdien for det øverste lag er bestemt af Ter-Borch (1990). De benyttede gradienter er rimelige set i forhold til de standardkurver der er sammenstillet her, dog er gradienten for Skrivekridtet lav for det relevante hastighedsinterval (sammenlign Fig. 8, 11, 16, 17).

Kortserien over den danske del af Centralgraven blev hovedsageligt dybdekonverteret ud fra hastighedsanomali-metoden (1:200.000; Britze, Japsen & Andersen 1995a, b, c, d). Lagserien over Mellem Jura blev inddelt i den øvre og nedre del af Nordsøgruppen, Skrivekridtgruppen, Cromer Knoll Gruppen og Øvre Jura aflejringerne, og følgende hastighedsgradienter blev benyttet:  $0,4 \text{ s}^{-1}$ ,  $0,2 \text{ s}^{-1}$ ,  $0,7 \text{ s}^{-1}$ ,  $0,5 \text{ s}^{-1}$  og  $0 \text{ s}^{-1}$ . Hastighedsgradienterne blev fastlagt på basis af en semi-regional analyse uden at effekten af overtryk i lagene under den midt-miocæne inkonformitet blev taget i betragtning. De anvendte gradienter er stort set rimelige, kun er gradienten for Skrivekridt for lav; et bedre valg ville have været  $1,5 \text{ s}^{-1}$  (Fig. 11b). Denne analyse og udvælgelsen af dybdekonverteringsmetode er beskrevet af Japsen (1994), der fandt at hastighedsvariationer i Øvre Jura sedimenterne udgjorde den største fejlkilde for dybdekonverteringen af den samlede lagpakke. Kortlægningen af den danske del af Centralgraven var udgangspunkt for afgrænsning af de strukturelle elementer for Øvre Jura og Nedre Kridt intervallerne (Japsen, Britze & Andersen 2001).

## Appendiks C – Overtryk og underkompaktion

Overtryk,  $\Delta P$  [Pa], er forskellen mellem målt formationstryk,  $P$ , og det beregnede hydrostatiske tryk,  $P_H$ , i dybden  $z$  (1 MPa=145 psi, engelsk: pounds per square inch). Det hydrostatiske tryk og det litostatiske tryk,  $S$  [Pa], i dybden  $z$  er henholdsvis det tryk der er forårsaget af en fri vandsøjle og af vægten af dæklag-



ene. Terzaghis princip udtrykker at dæklagenes tryk delvis bæres af bjergarts-matricen og delvis af formationsvæsken:  $S=\sigma+P$ , hvor  $\sigma$  [Pa] er den effektive spænding der transmitteres gennem den faste del af bjergarten (Terzaghi & Peck 1968). Porevæsken understøtter dog ikke altid den eksterne belastning fuldt ud, således at  $P$  i Terzaghis ligning skal erstattes af  $\alpha P$ , hvor  $\alpha$  ( $\leq 1$ ) kaldes Biots faktor. Andersen (1995) refererer laboratorieforsøg med Skrivekridt, hvor  $\alpha$  er blevet bestemt til 1 for  $\phi=36\%$  og  $\alpha=0,8$  for  $\phi=15\%$ ,  $\phi$  er porøsiteten. Konsekvensen heraf kan være forøgede effektive spændinger i forhold til Terzaghis ligning og dermed forøget lyd hastighed.

Overtryk skyldes kompaktionsuligevægt når vægten af dæklagene øges gennem sedimentation på overfladen af den faste jord, mens formationsvæsken er delvis forsegleet i laget (sammenlign med Rubey & Hubbert 1959, Osborne & Swarbrick 1997). Den sedimentære bjergart kan ikke kompaktere hurtigt nok, fordi formationsvæsken ikke kan undslippe laget i samme tempo som det litostatiske tryk vokser. Den forøgede vægt bæres derfor af formationsvæsken, og trykket bliver højere end hydrostatisk. Formationen betegnes som underkompakteret fordi porøsiteten er høj i forhold til dybden.

De kænozoiske sedimenter i den centrale Nordsø kan opdeles i en normalkompakteret øvre enhed og en nedre enhed der er karakteriseret ved overtryk (henholdsvis den øvre og nedre Nordsøgruppe; Fig. 7). Det maksimale overtryk der kan opstå på grund af kompaktionsuligevægt, kan derfor tilnærmes med den effektive spænding,  $\sigma_{up}$ , forårsaget af vægten af den øvre enhed som genererer overtrykket på grund af hurtig sedimentationsrate (Fig. 25; sammenlign med Rubey & Hubbert 1959):

$$\sigma_{up} = \Delta\rho_{up} \cdot g \cdot \Delta z_{up} \quad (C-1)$$

hvor  $\Delta\rho_{up}$  er densitetskontrasten (densiteten af den vandmættede bjergart minus densiteten af formationsvæsken [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ]) for den øvre Nordsøgruppe,  $g$  er tyngdeaccelerationen ( $9,807 \text{ m}/\text{s}^2$ ), og  $\Delta z_{up}$  er lagets mægtighed. I den centrale Nordsø er  $\Delta\rho_{up}$  kun lidt højere end  $1 \cdot 10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$ , og vi får derfor

$$\sigma_{up} \approx \Delta z_{up} / 100 \text{ [MPa]} \quad (C-1a)$$

hvilket betyder at afsætningen af 1000 m sedimenter kan forårsage et overtryk op til 10 MPa.

Endvidere gælder at overtrykket i en underkompakteret formation,  $\Delta P_{comp}$ , er proportional med dybdeanomalien,  $dZ_B$  (jævnfør med Hubbert & Rubey 1959, Magara 1978):

$$\Delta P_{comp} = \Delta\rho_{up} \cdot g \cdot dZ_B \quad (C-2)$$

Denne ligning er baseret på Terzaghis princip, og udtrykker at hvis dybden for et lag øges med  $dZ_B$  uden at den effektive spænding stiger (og derfor uden forøgelse af formationens akustiske hastighed), vil vægten af den masse der bliver tilført på jordoverfladen blive båret af vandsøjlen og således øge porevands trykket (Fig. 5). Vi får

$$\Delta P_{comp} \approx dZ_B / 100 \text{ [MPa]} \quad (C-2a)$$

hvis vi indsætter  $\Delta\rho_{up}=1 \cdot 10^3 \text{ kg}/\text{m}^3$ , og  $dZ_B$  er målt i meter. En dybdeanomali på 1000 m kan således afspejle et formationsovertryk på 10 MPa.

Imidlertid kan den effektive spænding også blive mindsket selvom sedimentationen foregår uafbrudt. En sådan aflastning finder sted hvis overtrykket øges ved omfordeling af overtryk (engelsk: transference) eller ved opdrift (engelsk: buoyancy) når formationsvand bliver erstattet af lettere kulbrinter. Aflastning fører således til et overtryk,  $\Delta P$ , der er højere end det palæo-overtryk,  $\Delta P_{comp}$ , der fandtes da den effektive spænding var maksimal. Da kompaktionsprocessen oftest er irreversibel, vil dybdeanomalier afspejle palæo-overtrykket og ikke det forhøjede overtryk der findes efter at aflastningen har fundet sted.

Lad os antage at en sedimentær formation er fuldstændigt forsegleet, og at det derfor ikke kan afgive formationsvæske til omgivelserne. Hvis den effektive spænding øges med  $\sigma_{up}$  ved tilførsel af sedimenter på jordoverfladen, vil formationsvæsken bære denne tilvækst, og vi får derfor:  $\Delta P_{comp} = \sigma_{up}$ . Ved at kombinere Ligningerne C-1 og C-2 får vi således  $\Delta z_{up} = dZ_B$ . Dette udtryk betyder at dybdeanomalien er identisk med mægtigheden af det lag der er blevet afsat ved overfladen. I praksis er der tale om en balance mellem dræningsraten for formationen og sedimentationsraten på jordoverfladen. Når sedimentationen er tilpas langsom, kan drænings- og kompaktionsprocesserne følge med, men hvis sedimentationshastigheden øges over et vist niveau, vil opbygning af overtryk blive påbegyndt. Dybdeanomalien afhænger derfor af hvor effektivt formationen er i stand til at blive afdrænet, og vil derfor i almindelighed kun udgøre en vis brøkdel af  $\Delta z_{up}$ . Japsen (1998) introducerede derfor begrebet den effektive dræningskapacitet,  $DC$  [%], som

$$DC = (1 - dZ_B / \Delta z_{up}) \cdot 100 \quad (C-3)$$

Den effektive dræningskapacitet udtrykker hvor tæt på kompaktionslignevægt en formation er i forhold til den hurtige, sene pålejring,  $\Delta z_{up}$ . Hvis der ikke foregår nogen afdræning af formationen, og følgelig heller ikke kompaktion, gælder  $dZ_B = \Delta z_{up}$ , og vi får  $DC=0\%$ . Hvis formationen er normalkompakteret, gælder  $dZ_B=0$ , og vi får  $DC=100\%$ .

## Litteraturliste

- Al-Chalabi, M. 1974: An analysis of stacking, rms, average, and interval velocities over a horizontally layered ground. *Geophysical Prospecting* 22, 458–475.
- Al-Chalabi, M. 1997a: Instantaneous slowness versus depth functions. *Geophysics* 62, 270–273.
- Al-Chalabi, M. 1997b: Time-depth relationships for multilayer depth conversion. *Geophysical Prospecting* 45, 715–720.
- Andersen, M.A. 1995: Petroleum research in North Sea Chalk. 179 pp. Stavanger: RF – Rogaland Research.
- Bailey, S.W. 1980: Structure of layer silicates. In Brindley, G.W. & Brown, G. (eds) *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification*, Mineralogical Society monograph 5, 1–124. London: Mineralogical Society.
- Bertelsen, F. 1980: Lithostratigraphy and depositional history of the Danish Triassic. Geological Survey of Denmark Series B 4, 59 pp. Copenhagen: Geological Survey of Denmark.
- Borre, M. & Fabricius, I. 1998: Chemical and mechanical processes during burial diagenesis of chalk: an interpretation based on specific surface data of deep-sea sediments. *Sedimentology* 45, 755–769.
- Bradley, J.S. & Powley, D.E. 1994: Pressure compartments in sedimentary basins: A review. In Ortoleva, P.J. (ed.) *Basin Compartments and Seals*, AAPG Memoir 61, 3–26. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.
- Britze, P. & Japsen, P. 1991: Geological map of Denmark 1: 400,000. The Danish Basin. "Top Zechstein" and the Triassic; two-way traveltime and depth, thickness and interval velocity. Geological Survey of Denmark Map Series 31, 3 maps and 4 pp.
- Britze, P., Japsen, P. & Andersen, C. 1995a: Geological map of Denmark 1:200,000. The Danish Central Graben. "Base Chalk" and the Chalk Group (two-way traveltime and depth, interval velocity and isochore). Geological Survey of Denmark Map Series 48, 4 maps and 7 pp.
- Britze, P., Japsen, P. & Andersen, C. 1995b: Geological map of Denmark 1:200,000. The Danish Central Graben. "Base Cretaceous" and the Cromer Knoll Group (two-way traveltime and depth, interval velocity and isochore). Geological Survey of Denmark Map Series 49, 4 maps and 7 pp.
- Britze, P., Japsen, P. & Andersen, C. 1995c: Geological map of Denmark 1:200,000. The Danish Central Graben. "Base Upper Jurassic" and the Upper Jurassic (two-way traveltime and depth, interval velocity and isochore). Geological Survey of Denmark, Map Series 50, 4 maps and 7 pp.
- Britze, P., Japsen, P. & Andersen, C. 1995d: Geological map of Denmark 1:200,000. The Danish Central Graben. "Top Chalk" and the Post Chalk Group (two-way traveltime, depth and interval velocity). Geological Survey of Denmark Map Series 47, 3 maps and 7 pp.
- Bulat J. & Stoker S.J. 1987: Uplift determination from interval velocity studies, UK, southern North Sea. In Brooks, J. & Glennie, K.W. (eds) *Petroleum Geology of North West Europe*, 293–305. London: Graham & Trotman.
- Caillet, G., Judge, N.C., Bramwell, N.P., Meciani, L., Green, M. & Adam, P. 1997: Overpressure and hydrocarbon trapping in the Chalk of the Norwegian Central Graben. *Petroleum Geoscience* 3, 33–42.
- Carstens, H. 1978: Origin of abnormal formation pressures in central North Sea Lower Tertiary clastics. *Log Analyst* 19, 24–28.
- Cayley G.T. 1987: Hydrocarbon migration in the central North Sea. In Brooks, J. & Glennie, K.W. (eds) *Petroleum Geology of North West Europe*, 549–555. London: Graham & Trotman.
- Chalmers, J.A. 2000: Offshore evidence for Neogene uplift in central West Greenland. *Global and Planetary Change* 24, 311–318.
- Chapman, R.E. 1983: *Petroleum geology*. 415 pp. Amsterdam: Elsevier.
- Chapman, R.E. 1994: Abnormal pore pressures: Essential theory, possible causes, and sliding. In Fertl, W. H., Chapman, R.E. & Hotz, R.F. (eds) *Studies in Abnormal Pressures*, 51–91. Amsterdam: Elsevier.
- Clausen, O.R., Gregersen, U., Michelsen, O. & Sørensen, J.C. 1999: Factors controlling the Cenozoic sequence development in the eastern parts of the North Sea. *Journal of the Geological Society*, London 156, 809–816.
- Clift, P.D., Carter, A. & Hurford, A.J. 1998: The erosional and uplift history of NE Atlantic passive margins; constraints on a passing plume. *Journal of the Geological Society of London* 155, 787–800.
- Cloetingh, S., Gradstein, F.M., Kooi, H., Grant, A.C. & Kaminiski, M. 1990: Plate reorganization; a cause of rapid late Neogene subsidence and sedimentation around the North Atlantic. *Journal of the Geological Society*, London 147, 495–506.
- Damtoft K., Nielsen L.H., Johannessen P.N., Thomsen E. & Andersen P.R. 1992: Hydrocarbon plays of the Danish Central Trough. In Spencer, A.M. (ed.) *Petroleum Geology of North West Europe*, 35–58. London: Graham & Trotman.
- Danish Energy Agency 1996: Oil and gas production in Denmark 1995. 64 pp. Copenhagen: Danish Energy Agency.
- Darby, D., Haszeldine, R.S. & Couples, G.D. 1996: Pressure cells and pressure seals in the UK Central Graben. *Marine and Petroleum Geology* 13, 865–878.
- D'Heur, M. 1993: The Chalk as a hydrocarbon reservoir. In Downing, R.A., Price, M. & Jones, G.P. (eds) *The Hydrogeology of the Chalk of North-West Europe*, 250–266. Oxford, Clarendon Press.
- Dimakis, P., Braathen, B.I., Faleide, J.I., Elverhøi, A. & Gudlaugsson, S.T. 1998: Cenozoic erosion and preglacial uplift of the Svalbard-Barents Sea region. *Tectonophysics* 300, 311–327.
- Doré, A.G. & Jensen, L.N. 1996: The impact of Late Cenozoic uplift and erosion on hydrocarbon exploration; offshore Norway and some other uplifted basins. *Global and Planetary Change* 12, 415–436.
- Geikie, A. 1901: *The scenery of Scotland*. London.
- Glennie, K.W. & Hurst, A. 1996: Hydrocarbon exploration and production in NW Europe: an overview of some key factors. In Glennie, K.W. & Hurst, A. (eds) *AD1995: NW Europe's Hydrocarbon Industry*, 7–16. London: Geological Society.
- Gradstein, F.M. & Ogg, J. 1996: A Phanerozoic time scale. *Episodes* 19, 3–5.
- Green, P. F. 1989: Thermal and tectonic history of the East Midlands shelf (onshore UK) and surrounding regions assessed by apatite fission track analysis. *Journal of the Geological Society*, London 146, 755–774.
- Hall, A.M. 1991: Pre-Quaternary landscape evolution in the Scottish Highlands. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 82, 1–26.

- Hall, P.L. 1993: Mechanisms of overpressuring: An overview. In Manning, D.A.C., Hall, P.L. & Hughes, C.R. (eds) *Geochemistry of Clay-pore Fluid Interactions*, 265–315. London, Chapman and Hall.
- Hansen, S. 1996: Quantification of net uplift and erosion on the Norwegian Shelf south of 66°N from sonic transit times of shale. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 76, 245–252.
- Herring, E.A. 1973: North Sea abnormal pressures determined from logs. *Petroleum Engineer*, 72–84.
- Hillis, R.R. 1995: Quantification of Tertiary exhumation in the United Kingdom southern North Sea using sonic velocity data. *AAPG Bulletin* 79, 130–152.
- Holliday, D.W. 1993: Mesozoic cover over northern England; interpretation of apatite fission track data. *Journal of the Geological Society*, London 150, 657–660.
- Hottmann, C.E. & Johnson, R.K. 1965: Estimation of formation pressures from log-derived shale properties. *Journal of Petroleum Technology* 17, 717–723.
- Hubbert, M.K. & Rubey, W.W. 1959: Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin* 70, 115–166.
- Hunt, J.M. 1990: Generation and migration of petroleum from abnormally pressured fluid compartments. *AAPG Bulletin* 74, 1–12.
- Japsen, P. 1993: Influence of lithology and Neogene uplift on seismic velocities in Denmark; implications for depth conversion of maps. *AAPG Bulletin* 77, 194–211.
- Japsen, P. 1994: Retarded compaction due to overpressure deduced from a seismic velocity/depth conversion study in the Danish Central Trough, North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 11, 715–733.
- Japsen, P. 1997: Regional Neogene exhumation of Britain and the western North Sea. *Journal of the Geological Society*, London 154, 239–247.
- Japsen, P. 1998: Regional velocity-depth anomalies, North Sea Chalk: a record of overpressure and Neogene uplift and erosion. *AAPG Bulletin* 82, 2031–2074.
- Japsen, P. 1999: Overpressured Cenozoic shale mapped from velocity anomalies relative to a baseline for marine shale, North Sea. *Petroleum Geoscience* 5, 321–336.
- Japsen, P. 2000: Investigation of multi-phase erosion using reconstructed shale trends based on sonic data. *Sole Pit axis, North Sea. Global and Planetary Change* 24, 189–210.
- Japsen, P. & Bidstrup, T. 1999: Quantification of late Cenozoic erosion in Denmark based on sonic data and basin modelling. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 46, 79–99.
- Japsen, P., Britze, P. & Andersen, C. *in press*: Upper Jurassic-Lower Cretaceous of the Danish Central Graben: Structural framework and nomenclature. In Surlyk, F. & Ineson, J.R. (eds) *The Jurassic of Denmark and Greenland. Geology of Denmark Survey Bulletin*.
- Japsen, P. & Chalmers, J.A. 2000: Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: Overview. *Global and Planetary Change* 24, 165–173.
- Japsen, P. & Langtofte, C. 1991a: Geological map of Denmark 1:400,000. The Danish Basin. "Base Chalk" and the Chalk Group, two-way traveltime and depth, thickness and interval velocity. *Geological Survey of Denmark Map Series* 29, 4 maps and 4 pp.
- Japsen, P. & Langtofte, C. 1991b: Geological map of Denmark 1:400,000. The Danish Basin. "Top Triassic" and the Jurassic-Lower Cretaceous, two-way traveltime and depth, thickness and interval velocity. *Geological Survey of Denmark Map Series* 30, 4 maps and 4 pp.
- Jeans, C. V. 1995: Clay mineral stratigraphy in Palaeozoic and Mesozoic red bed facies onshore and offshore UK. In Dunay, R.E. & Hailwood, E.A. (eds) *Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation*, Geological Society Special Publication 89, 31–55. London: Geological Society.
- Jensen, L.N., Riis, F. & Boyd, R. (eds) 1992. *Post-Cretaceous Uplift and Sedimentation along the Western Fennoscandian Shield*. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 72. 338 pp.
- Jensen, L.N. & Schmidt, B.J. 1992: Late Tertiary uplift and erosion in the Skagerrak area; magnitude and consequences. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 72, 275–279.
- Johnson, H. & Lott, G.K. 1993: 2. Cretaceous of the central and northern North Sea. In Knox, R.W.O. & Cordey, W.G. (eds) *Lithostratigraphic Nomenclature of the UK North Sea*. 169 pp. Nottingham: British Geological Survey.
- Johnson, H., Warrington, G. & Stoker, S. J. 1994: 6. Permian and Triassic of the southern North Sea. In Knox, R.W.O. & Cordey, W.G. (eds) *Lithostratigraphic Nomenclature of the UK North Sea*. 169 pp. Nottingham: British Geological Survey.
- Kennedy W.J. 1987: Sedimentology of Late Cretaceous-Palaeocene chalk reservoirs, North Sea Central Graben. In Brooks, J. & Glennie, K.W. (eds) *Petroleum Geology of North West Europe*, 469–481. London: Graham & Trotman.
- Knox, R.W.O. & Holloway, S. 1992: 1. Paleogene of the central and northern North Sea. In Knox, R.W.O. & Cordey, W.G. (eds) *Lithostratigraphic Nomenclature of the UK North Sea*, 133 pp. Nottingham: British Geological Survey.
- Kooi, H., Hettema, M. & Cloetingh, S. 1991: Lithospheric dynamics and the rapid Pliocene-Quaternary subsidence phase in the southern North Sea basin. *Tectonophysics* 192, 245–259.
- Landmark 1996: *Macro Reference Manual for Z-Map Plus/ZCL*. 588 pp. Houston, Texas: Landmark Graphics Corporation.
- Lidmar-Bergström, K. 1999: Uplift histories revealed by landforms of the Scandinavian domes. In Smith, B.J., Whalley, W.B. & Warke, P.A. (eds) *Uplift, Erosion and Stability: Perspectives on Long-term Landscape Development*, Special Publications 162, 85–91. London: Geological Society.
- Lidmar-Bergström, K., Ollier, C.D. & Sulebak, J.C. 2000: Landforms and uplift history of southern Norway. *Global and Planetary Change* 24, 211–231.
- Lindgreen, H. 1991: Elemental and structural changes in illite/smectite mixed-layer clay minerals during diagenesis in Kimmeridgian-Volgian (-Ryazanian) clays in the Central Trough, North Sea and the Norwegian-Danish Basin. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 39, 1–82.
- Magara, K. 1978: *Compaction and fluid migration. Practical petroleum geology*. 319 pp. Amsterdam: Elsevier.
- Marie, J.P.P. 1975: *Rotliegendes stratigraphy and diagenesis*. In Woodland, A.W. (ed.) *Petroleum and the Continental Shelf of North-west Europe*, 205–211. London: Applied Science.
- Marsden, D. 1992: Vo-K method of depth conversion. *Geophysics: The Leading Edge of Exploration* 11, 53–54.
- Mathiesen, A., Bidstrup, T. & Christiansen, F.G. 2000: Denudation and uplift history of the Jameson Land basin, East Greenland – constrained from maturity and apatite fission data. *Global and Planetary Change* 24, 275–301.

- Megson, J.B. 1992: The North Sea chalk play; examples from the Danish Central Graben. In Hardman, R.F.P. (ed.) *Exploration Britain: Geological Insights for the Next Decade*, Geological Society Special Publication 67, 247–25.
- Megson, J.B., Japsen, P. & Caillet, G. 1998: Discussion: 'Overpressure and hydrocarbon trapping in the Chalk of the Norwegian Central Graben' by G. Caillet *et al.* *Petroleum Geoscience* 4, 181–185.
- Michelsen, O. (ed.) 1982: *Geology of the Danish Central Graben*. Geological Survey of Denmark, Series B 8, 135 pp.
- Michelsen, O. 1989: Revision of the Jurassic lithostratigraphy of the Danish subbasin. *Geological Survey of Denmark Series A* 24, 21 pp. Copenhagen: Geological Survey of Denmark.
- Michelsen, O., Christensen, W.K., Surlyk, F. & Thomsen, E. 1996: Stratigrafisk terminologi i dansksprogede artikler. *Geologisk Tidsskrift*, hæfte 2, 1–13.
- NAM & RGD 1980: Stratigraphic nomenclature of the Netherlands. *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap* 32, 77 pp.
- Nielsen, L.H. & Japsen, P. 1991: Deep wells in Denmark 1935–1990. Lithostratigraphic subdivision. *Geological Survey of Denmark Series A* 31, 179 pp. Copenhagen: Geological Survey of Denmark.
- Nyland, B., Jensen, L.N., Skagen, J.I., Skarpnes, O. & Vorren, T.O. 1992: Tertiary uplift and erosion in the Barents Sea; magnitude, timing and consequences. In Larsen, R.M., Brekke, H., Larsen, B.T. & Telleraas, E. (eds) *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*, NPF Special Publication 1, 153–162. Amsterdam: Elsevier.
- Osborne, M.J. & Swarbrick, R.E. 1997: Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: A reevaluation. *AAPG Bulletin* 81, 1023–1041.
- Peulvast, J.-P. 1985: Post-orogenic morphotectonic evolution of the Scandinavian Caledonides during the Mesozoic and Cenozoic. In Gee, D.G. & Sturt, B.A. (eds) *The Caledonide Orogen – Scandinavia and Related Areas*, 979–996. Chichester: Wiley and Sons.
- Reusch, H. 1901: En ejendommelighet ved Skandinaviens hovedvannskille. *Norges Geologiske Undersøkelse* 32, 124–263.
- Rider, M.H. 1986: *The geological interpretation of well logs*. 175 pp. London: Blackie & Sons Limited.
- Riis, F. 1996: Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. *Global and Planetary Change* 12, 331–357.
- Riis, F. & Fjeldskaar, W. 1992: On the magnitude of the late Tertiary and Quaternary erosion and its significance for the uplift of Scandinavia and the Barents Sea. In Larsen, R.M., Brekke, H., Larsen, B.T. & Telleraas, E. (eds) *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*, NPF Special Publication 1, 163–185. Amsterdam: Elsevier.
- Riis, F. & Jensen, L.N. 1992: Introduction; Measuring uplift and erosion; proposal for a terminology. *Norsk Geologisk Tidsskrift* 72, 223–228.
- Rohrman, M. & van der Beek, P. 1996: Cenozoic postrift domal uplift of North Atlantic margins: An asthenospheric diapirism model. *Geology* 24, 901–904.
- Rubey, W.W. & Hubbert, M.K. 1959: Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, II. *Geological Society of America Bulletin* 70, 167–206.
- Scherbaum, F. 1982: Seismic velocities in sedimentary rocks; indicators of subsidence and uplift. *Geologische Rundschau* 71, 519–536.
- Scholle, P.A. 1977: Chalk diagenesis and its relation to petroleum exploration; oil from chalks, a modern miracle? *AAPG Bulletin* 61, 982–1009.
- Slater, J.G. & Christie, P.A.F. 1980: Continental stretching: an explanation of the post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *Journal of Geophysical Research* 85, 3711–3739.
- Shipboard Scientific Party 1991: Site 807. In Kroenke, L.W., Berger, W.H., Janecek, T.R. & Mayer, L.A. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial reports*, 130, 369–493. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Slotnick, M.M. 1936: On seismic computations, with applications, II. *Geophysics* 1, 299–305.
- Solheim, A., Riis, F., Elverhøi, A., Faleide, J.I., Jensen, L.N. & Cloetingh, S. 1996: Impact of glaciations on basin evolution; data and models from the Norwegian margin and adjacent areas; introduction and summary. *Global and Planetary Change* 12, 1–9.
- Stuevold, L.M. & Eldholm, O. 1996: Cenozoic uplift of Fennoscandia inferred from a study of the mid-Norwegian margin. *Global and Planetary Change* 12, 359–386.
- Ter-Borch, N. 1990: Geological map of Denmark. Structural map of top Chalk Group. Geological Survey of Denmark. Map series 7, 1 map and 2 pp.
- Terzaghi, K. & Peck, R.P. 1968: *Soil mechanics in engineering practice*. 729 pp. New York: John Wiley and Sons.
- Urmos, J., Wilkens, R.H., Bassinot, F., Lyle, M., Marsters, J.C., Mayer, L.A. & Mosher, D.C. 1993: Laboratory and well-log velocity and density measurements from the Ontong Java Plateau: New in-situ corrections to laboratory data for pelagic carbonates. In Berger, W.H., Kroenke, L.W., Mayer, L.A. & Janecek, T.R. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results*, 130, 607–622. College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- van Olphen, H. 1966: Collapse of potassium montmorillonite clays upon heating- "potassium fixation". In Bailey, S.W. (ed.) *Clays and Clay Mineralogy*, 393–405. New York: Pergamon Press.
- Watts, N.L. 1983: Microfractures in chalks of Albuskjell Field, Norwegian Sector, North Sea: possible origin and distribution. *AAPG Bulletin* 67, 201–234.
- Weaver, C.E. 1989: *Clays, muds and shales. Development in sedimentology*. 819 pp. Amsterdam: Elsevier.
- Zagwijn, W.H. 1989: The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary: A case story of Coastal Lowland evolution. *Geologie en Mijnbouw* 68, 107–120.
- Ziegler, P.A. 1990: *Geological atlas of western and central Europe*. 239 pp. The Hague: Shell International Petroleum Maatschappij B.V.