

Ekstensionsforkastninger

JOHN A. KORSTGÅRD



John A. Korstgård: Ekstensionsforkastninger. *Geologisk Tidsskrift*, hæfte 1, pp. 1–24. København, 1996–03–01.

Ekstensionsforkastninger optræder i den øvre, sprøde del af Jordens kontinentale skorpe og bevirker en udvidelse af denne. Store ekstensionsforkastninger når fra overfladen ned til en dybde af 15–20 km. Under denne dybde sker skorpens udvidelse gennem plastisk deformation. Mindre ekstensionsforkastninger optræder kun indenfor den sprøde skorpe og har forsætning mindre end ca. 1 km. Blinde forkastninger når ikke overfladen under deres udvikling og har i det ideelle tilfælde et forkastningsplan med en elliptisk afgrænsning. I det elliptiske forkastningsplan er forsætningen størst i centrum og aftager i alle retninger til nul ved den elliptiske afgrænsning. Såfremt forkastningen når overfladen under sin udvikling vil sedimentationen under forkastningsbevægelsen øges i den nedforkastede, hængende blok og forkastningen benævnes da en vækstforkastning eller syn-sedimentær forkastning. Sådanne forkastninger bærer, i forskellen mellem sekvensernes tykkelse på den hængende blok og den liggende blok, vidnesbyrd om forkastningens udvikling over tid.

John A. Korstgård, *Geologisk Institut, Aarhus Universitet, 8000 Århus C.*

1. Indledning

Den danske læge Niels Stensen (1638–1686), bedre kendt som Steno, var den første egentlig videnskabelige geologiske iagttager. Hans bidrag til strukturgeologien havde sit udspring i studiet af deformerede bjergarter i Toscana. Ud fra antagelsen om, at sedimentære bjergarter oprindeligt var afsat horisontalt, konkluderede han, at ikke-horisontale lag måtte være forskudt på en eller anden vis. Han var bekendt med vulkanisme som en årsag til forskydning af lag, men hvor vulkanisme manglede, stod han på bar bund og var nødt til at spekulere. Hans inspirerede gæt på en forskydningsmekanisme er gengivet i figur 1, hvor han forestiller sig kollaps af overliggende lag ned i et underjordisk hulrum. Ud fra figuren kan man sige, at Steno var den første, som foreslog en mekanisme for dannelse af sedimentære bassiner og hans gæt var ikke så skævt endda. Vi ved i dag, at sedimentære bassiner dannes ved indsynkning, ikke ned i et underjordisk hulrum, men dog ved en indsynkning, der er et resultat af en strækning af jordskorpen. Ved strækningen eller ekstensionen går den øverste skorpe i stykker langs normalforkastninger eller ekstensionsforkastninger. Ekstensionsforkastninger er emnet for denne lille oversigt, hvori jeg vil nævne nogle af de seneste landvindinger indenfor stu-

diet af forkastninger relateret til ekstension og bassindannelse i den øvre skorpe. Der er ikke tilstræbt en fuldstændig behandling af emnet forkastninger; herom kan der henvises til en række nyere strukturgeologiske lærebøger: Davis (1984), Suppe (1985), Price og Cosgrove (1990), Mandl (1988), Hatcher (1990), Twiss og Moores (1992) og især Meier (1993).

Forkastninger har dog i strukturgeologiske lærebøger ofte fået en lidt stedmoderlig behandling. Mens de har været anerkendt som betydningsfulde strukturer, har deres geometri og dannelsesforløb ikke været vist samme interesse som især folders. En af årsagerne er selvfølgelig, at forkastninger generelt er dårligt blottede. Bevægelse langs en forkastning bevirker næsten altid, at bjergarterne nær forkastningen knuses mere eller mindre og forkastningen bliver let sæde for erosion. Store forkastninger er derfor vanskelige at observere direkte, selv i gode daglokaliteter. Dette er der i den sidste snes år tildels rådet bod på gennem fremkomsten af reflektionsseismiske data af høj kvalitet. På nyere seismiske profiler kan man studere forkastninger med flere kilometer forsætning (Fig. 2 og 3) og på kort, fremstillet ud fra tolkede seismiske profiler, kan deres forløb følges over flere tital kilometer.

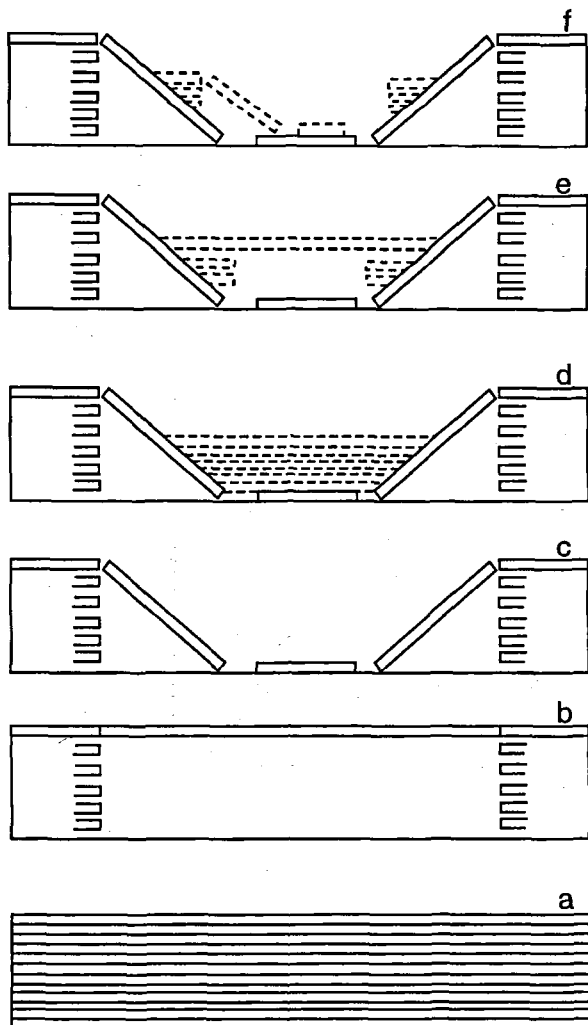


Fig. 1. Stenos opfattelse af deformation af en sedimentær lagserie. I den nederste figur (a) er skitseret en række horisontale lag. I (b) er der dannet et underjordisk hulrum, hvis låg i (c) er faldet sammen og i (d) udfyldes det kollapsede hulrum med sedimenter. I (e) og (f) gentager processen sig. Efter Dennis (1972, p. 12).

1.1. Forkastningstyper

Forkastninger er brudflader, langs hvilke der har fundet bevægelse sted. Forkastninger dannes i den øvre, sprøde (engelsk: brittle) del af skorpen, når denne udsættes for en differentiell stresspåvirkning.

Man skelner normalt mellem tre hovedtyper: normalforkastninger, reversforkastninger og sideværtstforkastninger (Fig. 4). Normalforkastninger og reversforkastninger har begge et hældende forkastningsplan og forkastningsbevægelsen har været ned eller op langs planet eller fladen. Ved normalforkastninger har forkastningsblokken over det hældende forkastningsplan, den hængende blok, bevæget sig nedad i forhold til blokken under det hældende forkastningsplan, den liggende blok (Fig. 4a). Ved reversforkastninger har den hængende blok bevæget sig opad langs forkastningsplanet i forhold til den liggende blok (Fig. 4b).

Sideværtstforkastninger har normalt et vertikalt eller stejlstående forkastningsplan og forkastningsbevægelsen har været i horisontal retning langs med forkastningsplanet (Fig. 4c).

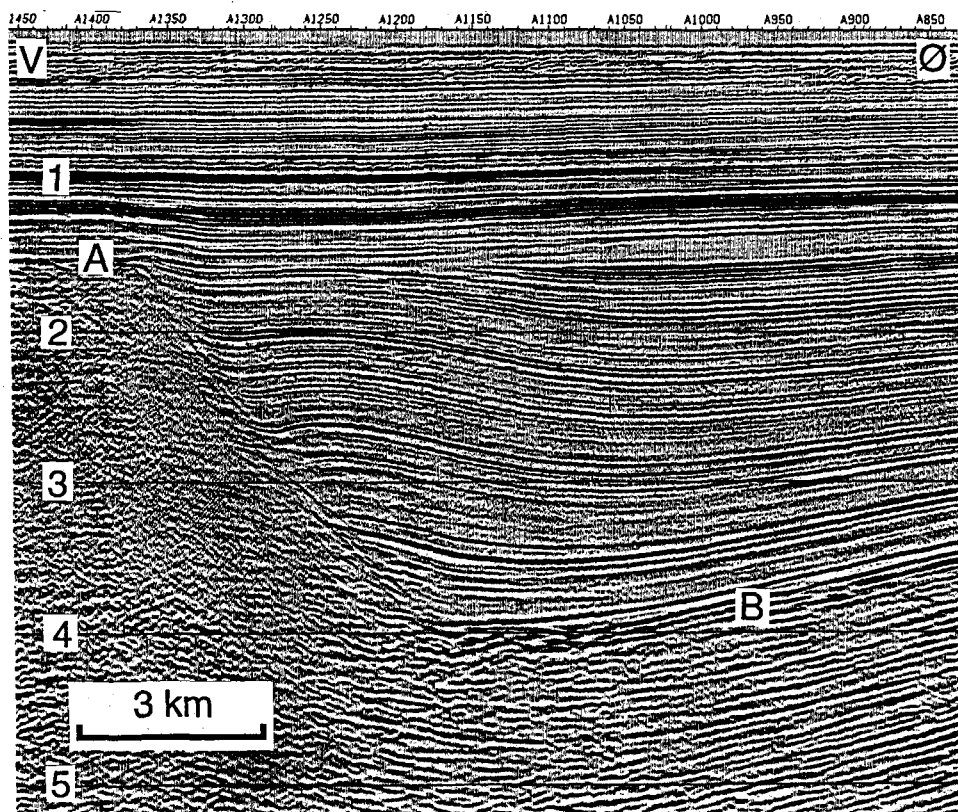
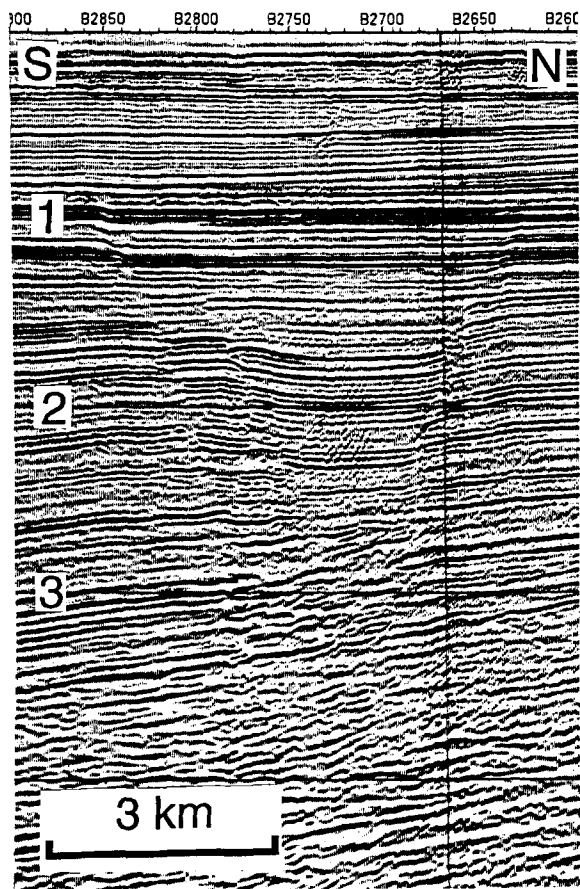


Fig. 2. Udsnit af vest-øst gående seismisk profil (DK2-5539) over den sydlige del af Hornsgraven, dansk Nordsø. Forsætningen mellem horisonterne A på den liggende blok og B i den hængende blok er mere end 5 km. Sedimenterne over B i den hængende blok er fortrinsvis af triassisk alder, mens sedimenter over A i den liggende blok er kretassiske eller yngre.

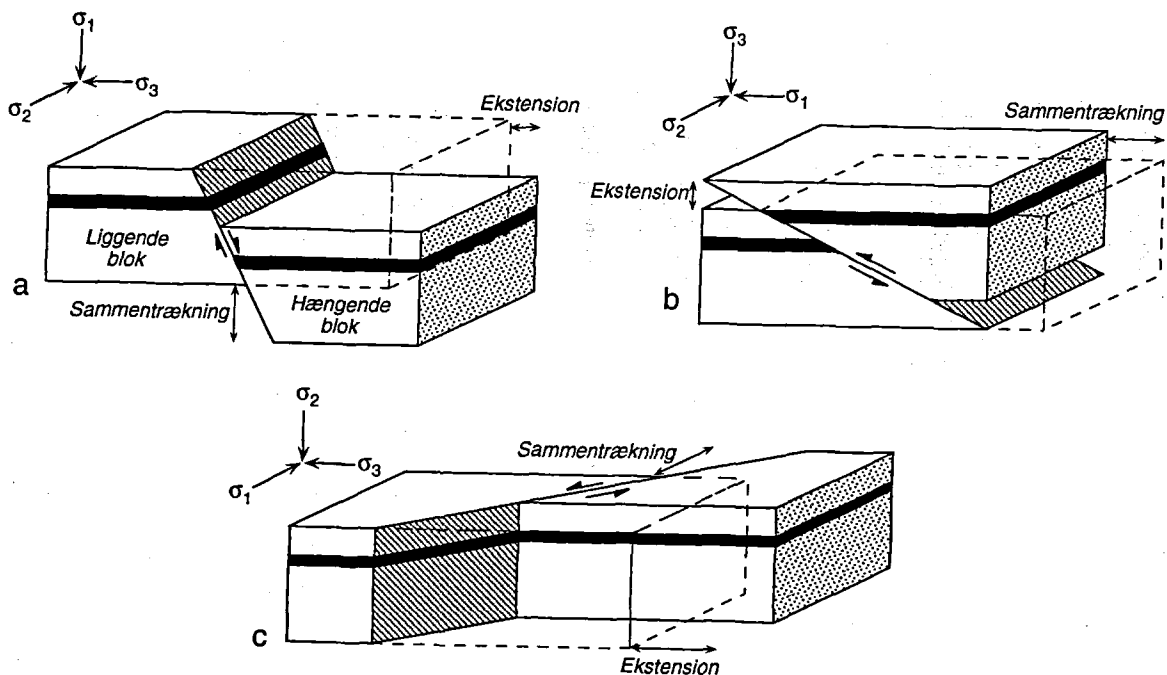
Fig. 3. Udsnit af syd-nord gående seismisk profil (DK2-703) over den sydlige del af Horngraven, dansk Nordsø. Profilet ligger i den hængende blok vist i figur 2 og viser en lille gravsænkning, hvis forkastninger har forsætning på mindre end 200 m.



1. 2. Forkastninger og stress

Som nævnt tilskrives dannelsen af forkastninger tilstedeværelsen af et differentielt stress. Materialer i jordskorpen eller på jordoverfladen er konstant udsat for kraftpåvirkninger fra omgivelserne. Det kan være vægten af overliggende eller nærliggende lag eller, på jordoverfladen, blot vægten af den overliggende atmosfære. Disse kræfter virker fra alle retninger og når man betragter en kraft, som virker på en bestemt arealenhed, taler man om et stress (dansk: spænding). Alle virkende stress kan kombineres til tre hovedstressretninger, som står vinkelret på hinanden (Fig. 4). Disse tre ortogonale hovedstressakser er i den øvre jordskorpe oftest orienteret således, at én hovedstressakse er vinkelret på jordens overflade og de to øvrige ligger i et plan parallelt med jordoverfladen. Er de tre hovedstressakser lige store taler man om et lithostatisk stress. Under disse betingelser sker der ikke brud eller anden deformation af bjergarterne, men i porøse bjergarter kan der ske en

Fig. 4. De tre hovedforkastningstyper: a. normalforkastning, b. reversforkastning og c. sideværtsforkastning. Ved alle tre forkastningstyper er vist orienteringen af hovedstressakserne $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Bemærk at den største hovedstressakse (σ_1) altid danner en vinkel på ca. 30° med forkastningsplanet.



rumfangsformindskelse (kompaktion) fortrinsvis gennem uddrivelse af væske. Er blot to af de tre stress forskellige, har vi et differentielt stress og muligheden for brud i en bjergart foreligger. Afhængigt af orienteringen af største og mindste hovedstressakse kan der dannes én af de tre hovedtyper af forkastninger.

Med jordoverfladen som referenceplan vil en revers forkastning (Fig. 4b) bevirke, at der sker en sammentrækning (contraction) i det horisontale plan i en retning vinkelret på forkastningsplanets strygningsretning. Den største hovedstressakse (σ_1) kan antages at have samme orientering som sammentrækningen, altså vinkelret på forkastningen og i det vandrette plan (Fig. 4b). En normalforkastning (Fig. 4a) vil bevirke en udvidelse eller ekstension i det vandrette plan og ekstensionen vil være vinkelret på forkastningsplanets strygningsretning. Ekstensjonsretningen angiver også orienteringen af den mindste hovedstressakse (σ_3). For en sideværts forkastning (Fig. 4c) vil både den mindste og største hovedstressakse ligge i det vandrette plan og sammentrækning og udvidelse vil være langs største henholdsvis mindste stressakse i horisontalplanet uden nogen ændringer i det lodrette plan. Den intermediære hovedstressakse (σ_2) ligger i forkastningsplanet og er vinkelret på de to øvrige stressakser. Som hovedregel gælder for alle forkastningstyper, at forkastningsplanet danner en vinkel på omkring 30° med største stressakse (σ_1). Dette medfører, at normalforkastninger typisk har stejle forkastningsplaner (50° – 70° hældning) og reversforkastninger fladtliggende forkastningsplaner (20° – 30° hældning). Bemærk også, at de tre forkastningstyper kun er forskellige, når man betragter dem

ud fra et fastlagt referenceplan. Roterer man således en reversforkastning 90° omkring en akse parallel med den intermediære (σ_2) stressakse, fås en normalforkastning. Dette er også årsagen til, at betegnelsen ekstensionsforkastning foretrækkes her, fremfor det mere almindeligt brugte normalforkastning.

Ekstensjonsforkastning refererer til den virkning forkastningen har på en horisont eller et lag og ikke til forkastningens orientering i forhold til vertikalen. En normalforkastning, som forsætter et horisontalt lag, bevirker en ekstension af laget og er dermed en ekstensionsforkastning. Roterer forkastningen 90° om σ_2 akse, bliver den til en reversforkastning (i forhold til vertikalen), men er stadig i forhold til laget en ekstensionsforkastning.

1.3. Ekstension

Ekstension, strækning eller udvidelse i den øvre, sprøde skorpe sker hovedsagelig gennem dannelsen af normalforkastninger. Sammenlignet med denne mekanisme bidrager plastisk strækning og ekstension ved åbning af sprækker kun lidt. Kun få bjergarter, såsom evaporiter og nogle lersskifre, kan deformeres plastisk i øvre skorpe i nævneværdig grad og åbne ekstensionsbrud kan kun forekomme allerøverst i skorpen.

Dannelsen af store sedimentære bassiner, f.eks. bassinerne i Nordsøen, kontrolleres af store ekstensionsforkastninger. Baggrunden for dannelsen af disse forkastninger er søgt forklaret i en række ekstensionsmodeller, som f.eks. McKenzie-modellen (McKenzie 1978) eller Wernicke-modellen (Wernicke 1985). Disse vil ikke blive omtalt her, men de er udførligt behandlet i f. eks. Allen & Allen (1990) og Roberts & Yielding (1994).

2. Store forkastninger

Store ekstensionsforkastninger gennemsætter hele det seismogene lag i jordens skorpe. Det seismogene lag er den øvre, sprøde del af skorpen, som reagerer på et stress ved bruddannelse eller bevægelse langs en forkastning. En betydelig del af forkastningsdannelsen udløser jordskælv. I en kontinental jordskorpe udsat for ekstension observeres jordskælv kun i jordskorpens øverste ca. 15 km (Jackson 1987, Jackson & White 1989). De store ekstensionsforkastninger, som skal omtales i dette afsnit, er derfor forkastninger, som antages at gennemtrænge skorpen til denne dybde. Under denne dybde vil bjergarternes rheologiske egenskaber være af en sådan karakter, at plastisk deformation (flydning) vil være fremherskende fremfor sprød bruddannelse (Park 1988). Observationer fra dybt eroderede metamorfe

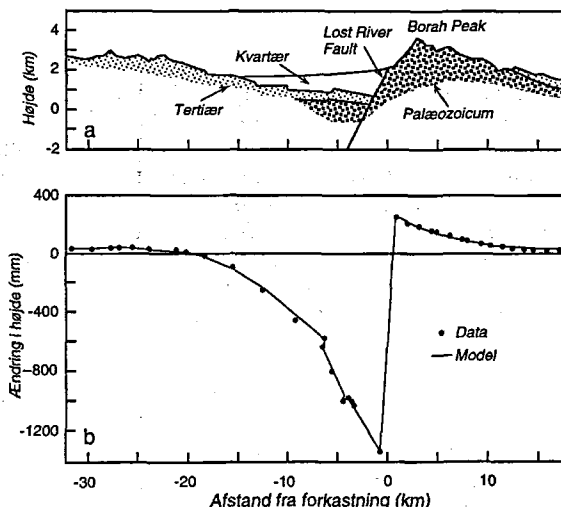


Fig. 5. Profil over Lost River Forkastningen, Idaho, USA. a. Geologisk profil. b. Nivellementprofil som viser niveauændringer på begge sider af forkastningen efter et jordskælv langs forkastningen i 1983. Bemærk den store forskel i vertikal og horisontal skala. Efter King et al. (1988).

områder antyder, at forskydningen langs ekstensionsforkastninger øverst i skorpen fortsætter nedad i brede, mylonitiske shear zoner (Escher & Watterson 1974, Bak et al. 1975a, 1975b, Ramsay & Huber 1987, p. 616).

2.1. Deformation omkring store normalforkastninger

Bevægelse langs en stor forkastning udløser ofte et jordskælv (en seismisk begivenhed). Et enkelt jordskælv bidrager sædvanligvis med højst nogle få meter til forkastningens samlede forsætning (King et al. 1988, Stein et al. 1988).

Betragter man deformation af jordens overflade ved en stor normalforkastning, kan man se på effekten i to tidsskalaer: (i) den øjeblikkelige deformation, som finder sted ved et enkelt jordskælv og (ii) den længerevarende isostatiske følgeeffekt af gentagne seismiske begivenheder.

2.1.1. Co-seismisk deformation

Den øjeblikkelige eller co-seismiske deformation ved en aktiv forkastning registreres mest nøjagtigt gennem præcisionsnivelementer omkring forkastningen før og efter et større jordskælv. Kun få sådanne målinger er foretaget. Det bedst dokumenterede eksempel på topografiske ændringer i forbindelse med et større jordskælv er Borah Peak jordskælvet i 1983 i Idaho, USA (Stein & Barrientos 1985). Jordskælvet skete langs Lost River Fault, som er en større normalforkastning med mere end 4 km samlet forsætning (Fig. 5a). Seismologiske observationer godtgør, at forkastningen har hypocenter i omkring 15 kilometers dybde, hvor forkastningsplanet hældes ca. 45°. Ved overfladen har forkastningen samme hældning, og det antages derfor, at forkastningen er planar med en hældning på 45° gennem den sprøde, seismogene del af skorpen. Præcisionsnivelementer over forkastningen (Fig. 5b) viser, at de topografiske ændringer i forbindelse med jordskælvet i 1983 beløber sig til ca. 1.4 m indsykning af den hængende blok og ca. 0.3 m hævnings af den liggende blok. Både hængende blok og liggende blok viser en eksponentiel aftagende indsykning/hævning væk fra forkastningen, således at der i ca. 20 kilometers afstand fra forkastningen ingen indsykning/hævning kan ses. Hævnings/indsykningsprofilen over forkastningen viser revers slæb (eng.: reverse drag, Hamblin 1965), og forholdet mellem hævnings og indsykning er ca. 1:4.

Figur 5b viser også en modellering af forkastningen, hvor den betragtes som en dislokation i et elastisk medium (King et al. 1988). I modelleringen er forholdet mellem indsykning af den hængende blok og hævnings af den liggende blok kritisk afhængig af forkastningsplanetets hældning, således at en stejlere forkastning medfører større hævnings af den liggende blok. En

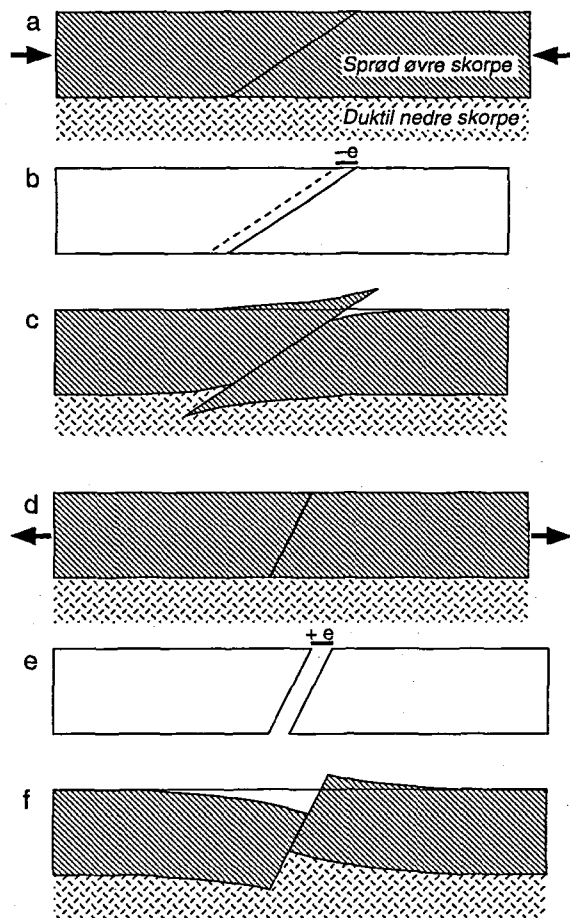


Fig. 6. Skematisk illustration af udviklingen af hævnings/indsyknings af liggende blok og hængende blok under kompression og ekstension. Forklaring i teksten.

meget stejlstående forkastning vil således bevirke næsten lige stor hævnings/indsyknings i de to blokke.

Hævning og indsykning af forkastningsblokke under forkastningsbevægelse kan anskues grafisk som vist i figur 6. Her er vist skematisk, hvorledes den øvre, sprøde skorpe reagerer på både kompression og ekstension. I figur 6a udsættes et segment af skorpen for kompression og der sker en forkortelse af skorpe-segmentet gennem dannelsen af en revers forkastning med et svagt hældende forkastningsplan. Forkortelsen er vist skematisk i figur 6b som et overlap, som også er et mål for sammentrækningen eller den negative ekstension ($-e$). Dannelse af overlap er selvfølgelig ikke mulig og forkortelsen af skorpe-segmentet sker i stedet ved, at den hængende blok skydes hen over den liggende blok (Fig. 6c). Resultatet er en hævnings af den hængende blok og en indsykning af den liggende blok nær forkastningen gennem en bøjning (flexurering) af de sprøde og elastiske øvre skorpe-segmenter. I den nedre skorpe tilpasses forkortelsen gennem plastisk flydning.

Ved en strækning af skorpen sker udvidelsen af øvre

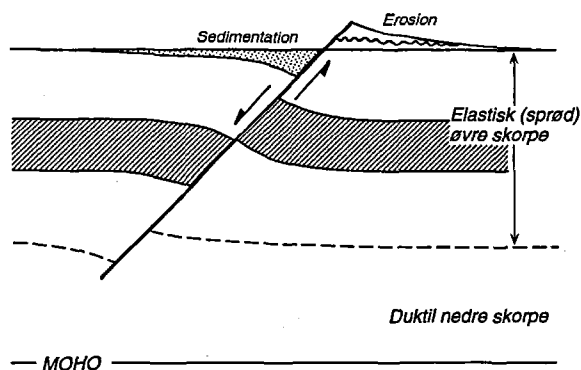


Fig. 7. Under den post-seismiske isostatisk bevægelse vil indsyknningen af den hængende blok blive forstærket af sedimentation på blokken. Efter King et al. (1988).

sprøde skorpe gennem dannelse af en normalforkastning med stejltstående forkastningsplan (Fig. 6d). Ekstensionen, som nu er positiv (+e), er vist skematisk i figur 6e som en åbning mellem de to forkastningsblokke. Som i eksemplet ovenfor er denne situation helt urealistisk, da de to blokke også efter forkastningsbevægelsen vil være i kontakt langs forkastningsplanet.

Denne kontakt opretholdes ved, at den hængende blok bøjes ned (indsynkning) og den liggende blok bøjes op (hævning) nær forkastningsplanet (Fig. 6f).

2.1.2. Post-seismisk isostatisk udligning

I det geologiske tidsperspektiv må man inkludere isostatisk betragtninger i forbindelse med deformationen omkring store forkastninger i den kontinentale lithosfære. I en model for, hvorledes dette foregår, betragter man den øvre skorpe (det seismogene lag) som et elastisk lag, der hviler (flyder) på et viskøst og aseismisk underlag (nedre skorpe og kappelithosfære). Under ekstensionsdeformation vil det øvre lag bøjes (flexureres) og/eller gennemsættes af en forkastning, mens det underliggende vil optage ekstensionen gennem plastisk flydning. Gennem sættes det elastiske lag af en normalforkastning, vil der som tidligere nævnt ske en øjeblikkelig (co-seismisk) indsyknning af den hængende blok og en hævning af den liggende blok. I tillæg til dette viser "flexural models" (f.eks. King et al. 1988), at der i det længere tidsperspektiv også sker en isostatisk kontrolleret indsyknning af den hængende blok og hævning af den liggende blok. Vi har således to mekanis-

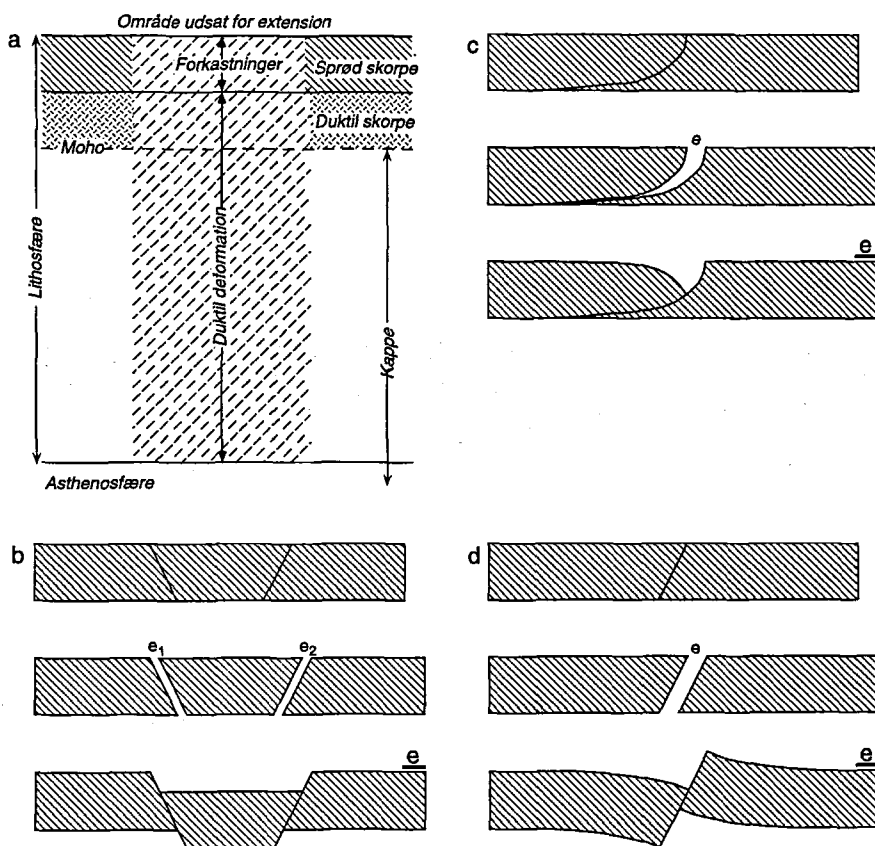


Fig. 8. a. Ekstension i lithosfæren sker ved forkastningsdannelse i den øvre sprøde skorpe og ved duktal deformation i den øvrige del af lithosfæren. b. Gravsænkningens model. c. Den listriske forkastningsmodel. d. Den planare forkastningsmodel. Forklaring i teksten.

mer, som begge virker i samme retning; deres effekt ses dog i forskellig skala i tid og rum. Under den coseismiske elastiske deformation (en øjeblikkelig deformation i geologisk tidsskala) er udstrækningen af det deformerede område omkring forcastningen kontrolleret af forcastningens størrelse, mens det under den flexurelt-elastiske og isostatisk kontrollerede deformation (længere varende i geologisk tidsskala) er stivheden (eng.: flexural rigidity) af det øvre, elastiske lag, som er afgørende. Således vil et relativt stift lag bevirke, at et større område omkring forcastningen bliver påvirket.

I en flexurelt-elastisk model opretholdes isostatisk ligevægt i lithosfæren omkring forcastningen. Ydre belastninger, luft, vand eller sediment, af det øverste, elastiske lag har derfor en effekt. Er belastningen ensartet omkring forcastningen, vil indsykning af den hængende blok og hævnning af den liggende blok være nogenlunde jævnt fordelt. Er belastningen derimod fordelt således, at sedimenter dækker den hængende blok og luft den liggende blok, vil indsykningen af den hængende blok forstærkes (Fig. 7).

2.2. Forkastningsmodeller i skorpe-skala

Udsættes en del af lithosfæren for strækning eller ekstension, vil strækningen i den øvre, sprøde del af skorpen blive udløst gennem dannelsen af forcastninger og i den øvrige del af lithosfæren gennem duktil deformation eller plastisk flydning (Fig. 8a). Man kan forestille sig tre grundlæggende modeller for, hvorledes forcastninger udløser ekstensionen i den øvre, sprøde del af skorpen: (i) gennem dannelsen af en gravsænkning opstået ved forsætning langs to modsatte forcastninger (Fig. 8b), (ii) gennem dannelsen af en listrisk forcastning, som "såler ud" eller har en udglidningsflade (eng.: detachment) langs overgangen mellem den sprøde og duktile del af skorpen (Fig. 8c), og (iii) gennem dannelsen af én eller flere planare forcastninger, som gennemsætter hele den sprøde del af skorpen (Fig. 8d).

Gravsækningsmodellen (Fig. 8b) var fremherskende i mange årtier efter at Cloos (1929) udførte en række tektoniske eksperimenter med dannelsen af gravsænkninger i vådt ler. Senere studier af såkaldte "graben"-systemer har vist, at de ikke er symmetriske gravsænkninger, men snarere halvgravsystemer (Rosendahl 1987), hvor der i gravsystemets længderetning sker et stadigt skift mellem tilstedeværelse af en hovedforcastning i den ene eller den anden side af gravsækningsystemet. Et eksempel fra dansk område er Horngraven, som i den sydlige del af dansk område er en halvgrav afgrænset af en stor forcastning mod vest, mens den mod nord er en halvgrav afgrænset af en stor forcastning i øst (Cartwright 1990, Vejgård 1990, Clausen & Korstgård 1993).

Den listriske forcastningsmodel for ekstension i øvre skorpe (Fig. 8c) var indtil for få år siden en meget an-

vendt model, især for dele af Nordsø-området (Beach 1986, Beach et al. 1987, Gibbs 1984, 1990). Seismologiske undersøgelser viser dog, som tidligere nævnt, at store skorpegennemsnættende forcastninger er planare (Stein & Barrientos 1985, Jackson 1987, Jackson & White 1989) og der er ingen evidenser fra jordskælvsdata for eksistensen af seismisk aktive, listriske forcastninger.

Den planare forcastningsmodel (Fig. 8d) er den, som er fremherskende i dag. Den understøttes af jordskælvsdata (King et al. 1988) og har med stor succes været anvendt til modellering af forcastningssystemet i f.eks. Viking Graven (Marsden et al. 1990, Roberts et al. 1993, 1995).

2.2.1. Kuszniars flexurelt-isostatisk model

En model, som bygger på den planare forcastningsmodel, og som i tillæg kan omfatte flere store forcastninger, er udarbejdet af Kuszniar et al. (1987, 1991, 1992). I Kuszniars "flexural cantilever model" sker lithosfærisk ekstension ved, at den øvre skorpe gennemsnættes af planare normalforcastninger, mens den øvrige del af lithosfæren deformeres plastisk (Fig. 9a). Bevægelse langs forcastningerne igangsætter en isostatisk respons og bevirker flexurel indsykning af hængende blokke og hævnning af liggende blokke (Fig. 9b). Samspillet mellem forcastningerne bevirker, at samme forcastningsblok optræder som liggende blok

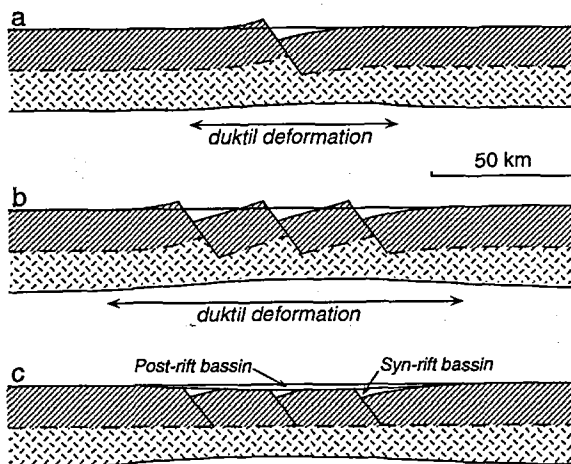


Fig. 9. Kuszniars forcastningsmodel bygger på simple shear deformation (forcastningsdannelse) i øvre skorpe og pure shear deformation (duktil deformation) i nedre skorpe og øvre kappe. a. En enkelt forcastning i øvre skorpe med hævnning af liggende blok og indsykning af hængende blok. b. Flere forcastninger. Rotation af forcastningsplaner (jfr. domino-modellen) i blokke internt i forcastningsområdet. c. Erosion af kanter på liggende blok, generel indsykning forårsaget af afkøling af lithosfæren. Efter Roberts & Yielding (1994).

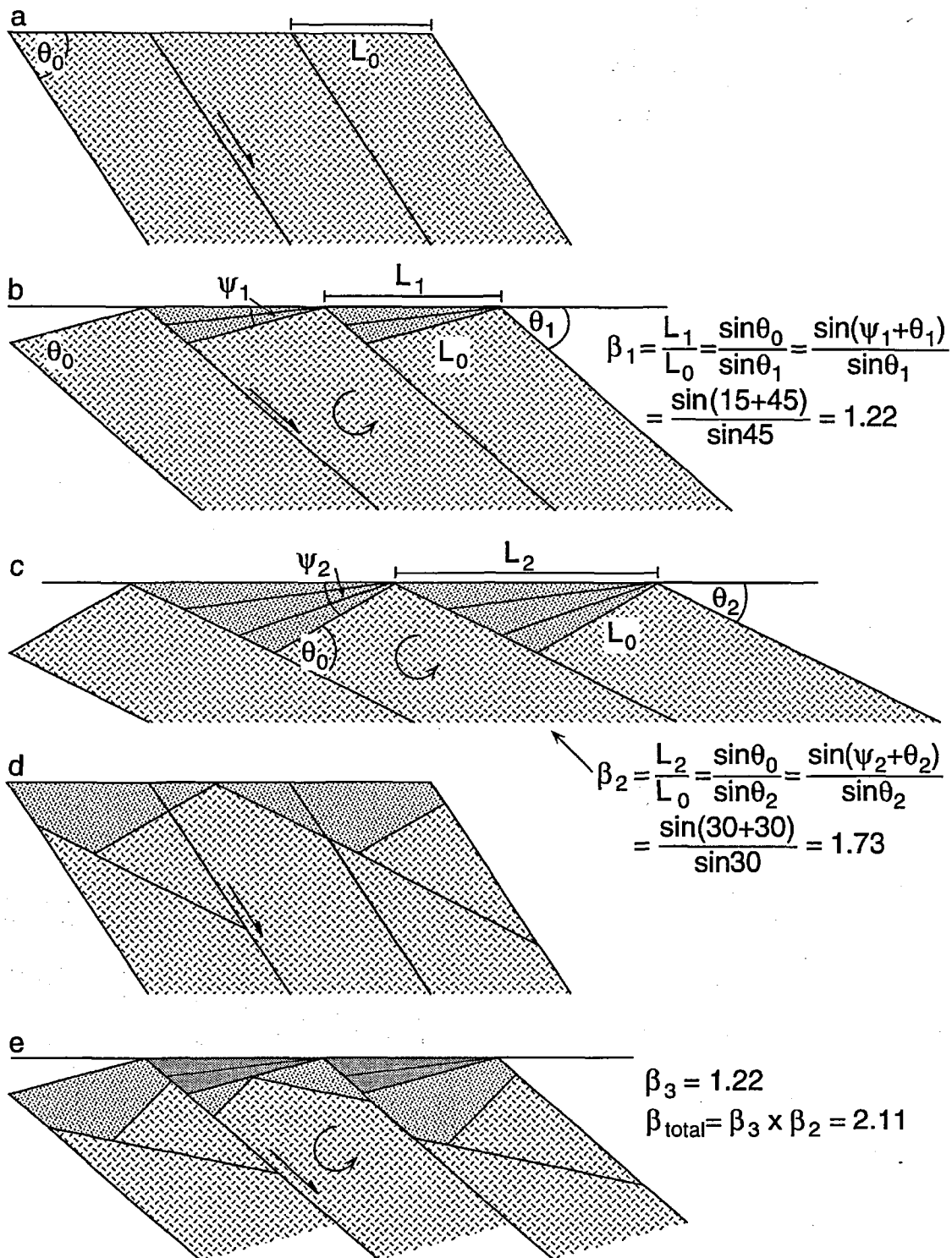


Fig. 10. Domino-modellen. En serie af forkastninger med nogenlunde samme indbyrdes afstand og forsætning. Forklaring i teksten.

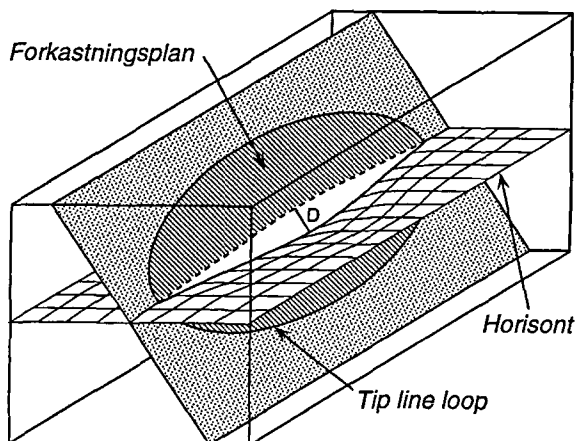


Fig. 11. Wattersons forcastningsmodel. Forkastningsplanet er elliptisk afgrænset med størst forsætning (D) i centrum af ellipsen og aftagende forsætning udad i alle retninger.

til én forcastning og som hængende blok til en anden. Under fortsat ekstension vil forcastninger rotere mod mindre hældning, og den generelle udtynding af skorpen ved forcastningsdannelsen bevirker en generel bassinindsynkning oven i den mere lokale, forcastningsrelaterede indsynkning (Fig. 9c).

Som alle øvrige modeller for ekstension af lithosfæren omfatter Kuszners model også termal indsynkning efterfølgende den mekaniske ekstension, men Kuszners model er den eneste som explicit inkluderer bevægelse af forcastningsblokke, og som inkorporerer processer og parametre, som berører hævnning og indsynkning i et ekstensionelt bassin.

2.2.2. Domino model

Mange ekstensionsforcastningssystemer har en geometri, som minder om et sæt roterede dominobrikker eller hældende bøger på en boghylde (Wernicke & Burchfiel 1982). I sin enkleste form består domino-forcastningsmodellen i en række forcastninger med samme hældningsretning adskilt af forcastningsblokke af nogenlunde samme størrelse (Fig. 10). Under ekstension er forsætningen lige stor langs alle forcastninger, og forcastningsblokkene roterer med samme vinkel. En geometrisk konsekvens af domino-modellen er en passiv rotation af forcastningsplanerne mod mindre hældning.

Domino-modellen kan ses som en del-model af den i afsnit 2.2.1 omtalte "flexural-cantilever" model og er

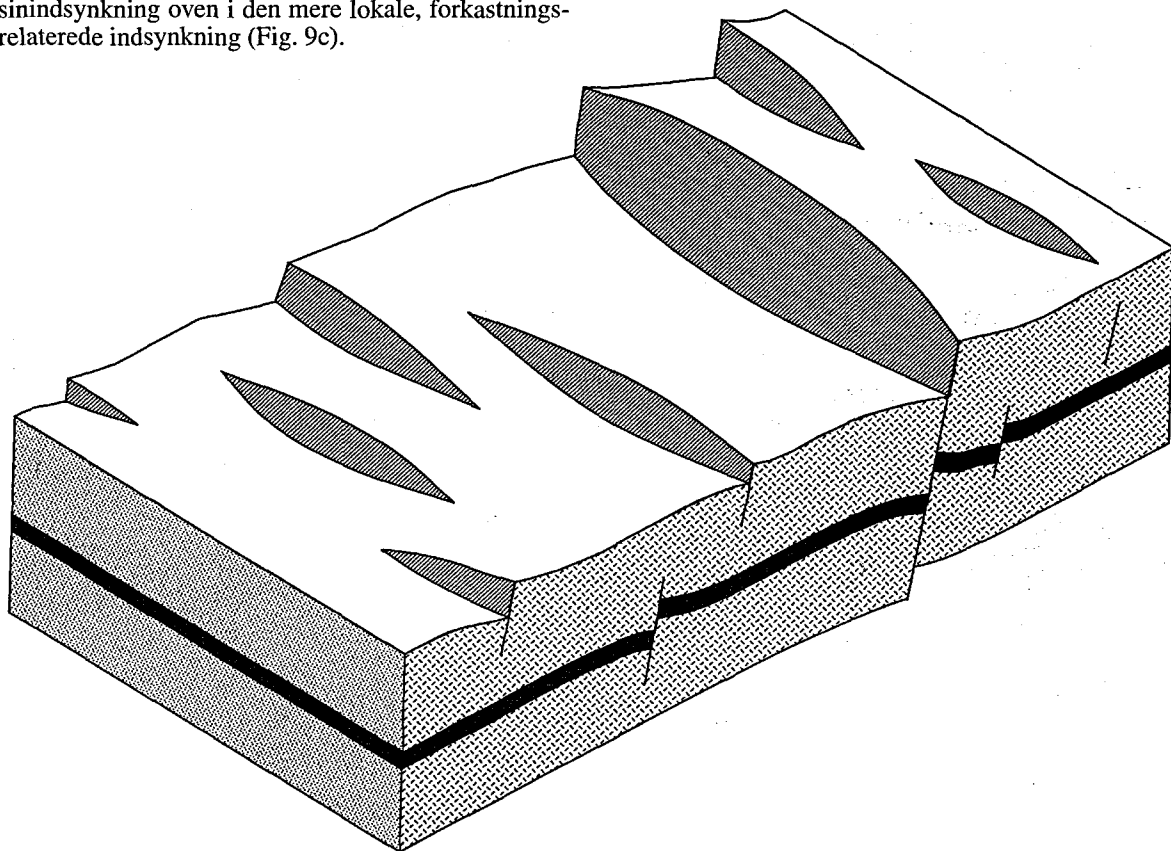


Fig. 12. Wattersons "soft-domino" model hvor ekstensionen er fordelt over en række mindre forcastninger. Efter Walsh & Watterson (1991).

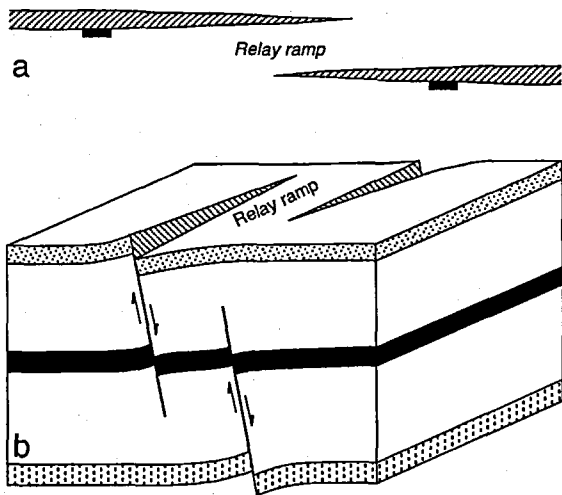


Fig. 13. a. En echelon forkastninger i kortbillede med en "relay ramp" mellem dem. b. Blokbillede af samme som viser, hvorledes de to forkastninger er "blødt" kædet sammen via duktil deformation over "relay" strukturen. Efter Peacock & Sanderson (1991).

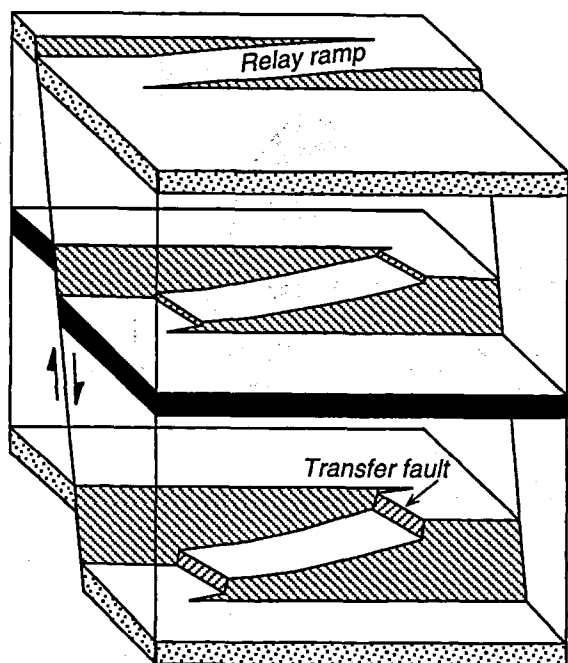


Fig. 14. Udvikling fra "relay ramp" til "transfer" forkastning med tiltagende forsætning. Efter Peacock & Sanderson (1994).

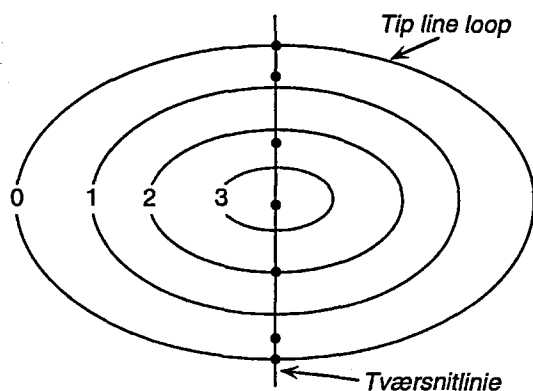
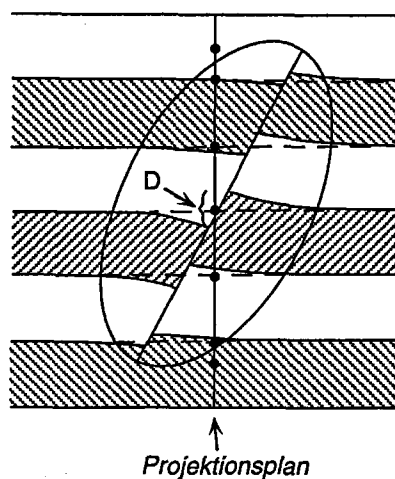


Fig. 15. Princippet i konstruktion af forsætningskonturdiagram. a. Tværsnit over en forkastning. Forsætningsværdier for hver horisont projiceres ind på et vertikalt projektiionsplan parallelt med forkastningen strygningsretning. Dette gøres i en serie snit vinkelret på forkastningen. b. Projektiionsplanet. Det resulterende konturdiagram vil i det ideelle tilfælde være elliptisk med koncentriske konturlinier. Efter Petersen et al. (1992).

blevet anvendt i Nordsøen af bl.a. Yielding (1990) og Yielding & Roberts (1992). Såfremt forkastningerne har nogenlunde samme hældning, er det muligt i domino-modellen at udregne strækningsfaktoren eller forlængelsesfaktoren (β) under ekstensionen i et bassin. β -faktoren er defineret som den faktor en længde (L_0) før strækningen skal multipliceres med for at give længden (L_1) efter strækningen. I figur 10 er vist et eksempel på udregningen af β -faktoren for en række forkastninger, hvor forkastningernes hældning θ_0 i starten er 60° og afstanden mellem forkastningerne L_0 (Fig. 10a). Efter en strækning, som indebærer en rotation af forkastningsplanerne til en hældning $\theta_1 = 45^\circ$, er strækningsfaktoren $\beta = 1.22$, altså en ekstension på 22% (Fig. 10b). Fortsætter strækningen og dermed rotationen af forkastningerne til $\theta_2 = 30^\circ$, bliver ekstensionen 73% (Fig. 10c). Ved fortsat ekstension vil man kunne



Fig. 16. Forkastninger i jurassiske kalksten. Somerset, England. Personen i baggrunden står på en forkastnings liggende blok. Forkastningen har sin største forsætning, omkring 40 cm, i billedets midte. Nærmest fotografen, til højre i billede, ses en del af en anden forkastning. De to forkastninger er kædet sammen således, at den hængende blok til den fjerneste forkastning, via en i "relay ramp", går over i den liggende blok til den nærmeste forkastning.

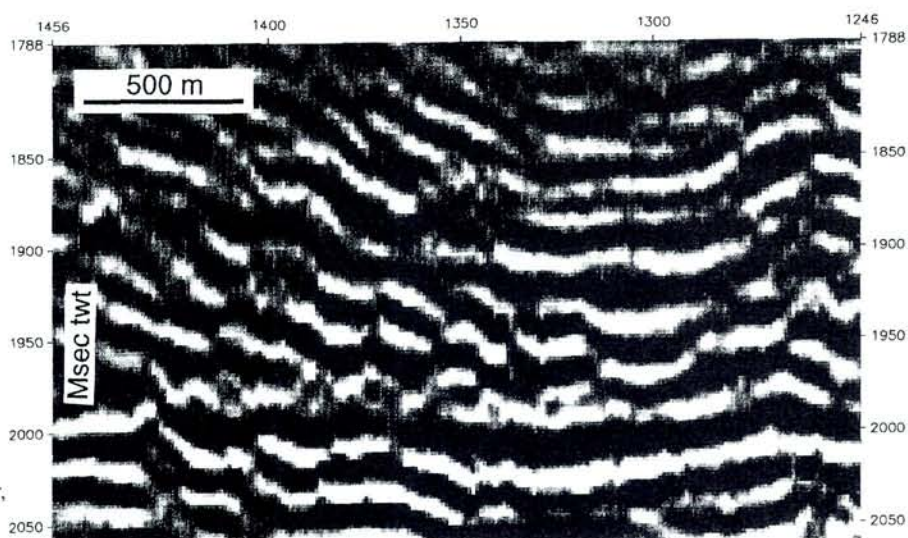


Fig. 17. Forstørret udsnit af VSV-ØNØ gående seismisk profil fra et område vest for Fedagraven i norsk Nordsø. Den vertikale skala er i millisekunder to-vejs løbetid. Flere af horisonterne på profilet er gennemsat af små forkastninger med en forsætning på omkring 20 millisekunder, hvilket i denne dybde svarer til omkring 20 m.

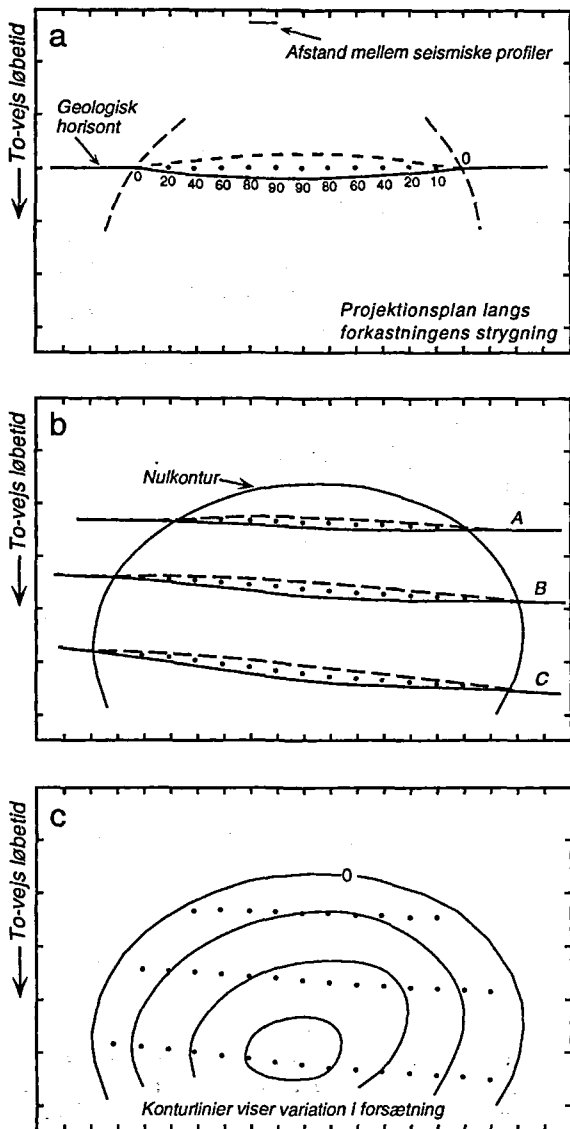


Fig. 18. Konstruktion af forsætningskonturdiagram ud fra seismiske profiler. a. forkastningsplansprojektion hvor de seismiske sektioner er angivet på den horisontale skala og dybden (i to-vejs løbetid) på den vertikale skala. En horisont, som kan kortlægges på alle seismiske linier, er markeret med fed streg. På sektionerne længst mod venstre og højre er horisonten ikke forkastet. Hvor horisonten på en sektion er forkastet, markeres horisontens dybde på både den hængende og den liggende blok, og midt mellem disse markeringer noteres afstanden mellem dem (i to-vejstid). Dette er en konturværdi. Denne fremgangsmåde gentages mod højre i diagrammet, indtil en sektion nås, hvor horisonten igen ikke er forkastet. b. Denne procedure udføres nu for alle horisonter, som er berørt af forkastningen og forkastningens afgrænsning (nulkontur eller "tip-line") kan nu tegnes direkte. c. Ud fra de noterede konturværdier kan diagrammet kontureres. Efter Freeman et al. (1990).

nå et punkt, hvor yderligere bevægelse langs de roterede forkastningsplaner bliver umulig. Forkastningsplanerne danner en for stor vinkel med den maksimale hovedstressretning, som for normalforkastninger er vertikal. Nye forkastninger dannes, som skærer og dermed låser de gamle forkastninger (Proffett 1977) (Fig. 10d). Sker der videre ekstension langs de nye forkastninger, bliver den totale ekstensionsfaktor produktet af β -faktorerne for de gamle og de nye forkastninger (Fig. 10e).

Domino-modellen synes at være konsistent med observationer fra mange ekstensionsområder og udmærker sig ved sin enkelhed. Modellen bryder dog sammen ved bassinmarginer, da disse ikke kan rotere frit som faste blokke. Basinmarginer analyseres bedst ved at anvende en flexurel model som omtalt i afsnit 2.2. 1.

Mindre ekstensionsforkastninger

Tidligere afsnit har omhandlet forkastninger i skorpe-skala, dvs. forkastninger, som gennemsetter hele den sprøde del af skorpen, og som har betydning i udviklingen af modeller for lithosfære-ekstensionen.

Mindre forkastninger betragtes som forkastninger, der kun forekommer *indenfor* den øvre, sprøde skorpe og med forsætning, som ikke overstiger ca. 1 km. For sådanne forkastninger kan man normalt se bort fra isostatiske effekter.

Kendskabet til mindre normalforkastninger er øget i de senere år hovedsageligt takket være arbejde udført ved Fault Analysis Group i Liverpool under ledelse af Juan Watterson. Fra detaljerede undersøgelser i kulminer og af refleksionsseismiske data har denne gruppe påvist systematiske sammenhænge mellem forkastningers dimensioner og forsætning samt udviklet nye modeller for forkastningers geometri og vækst (Watterson 1986, Barnett et al. 1987, Walsh & Watterson 1988, 1989, 1991).

3.1. Wattersons forkastningsmodel

Studier af mange små, isolerede normalforkastninger har vist, at de er strukturer af endelig udstrækning. I det ideelle tilfælde vil en enkelt forkastning, totalt afgrænset indenfor et bjergartsvolumen (en såkaldt blind forkastning), være planar med en elliptisk udstrækning (Fig. 11). Forkastningens største forsætning er i ellipsens centrum, og forsætningen aftager herfra i alle retninger og er nul langs ellipsens omkreds (eng.: tip-line loop).

Deformation i forbindelse med en forkastning er ikke begrænset til forsætning langs forkastningsplanet, men breder sig i tre dimensioner omkring forkastningen (Fig. 11). Aftagen i forsætning vinkelret på forkastningsplanet ses som revers slæb eller hævnings af liggende blok

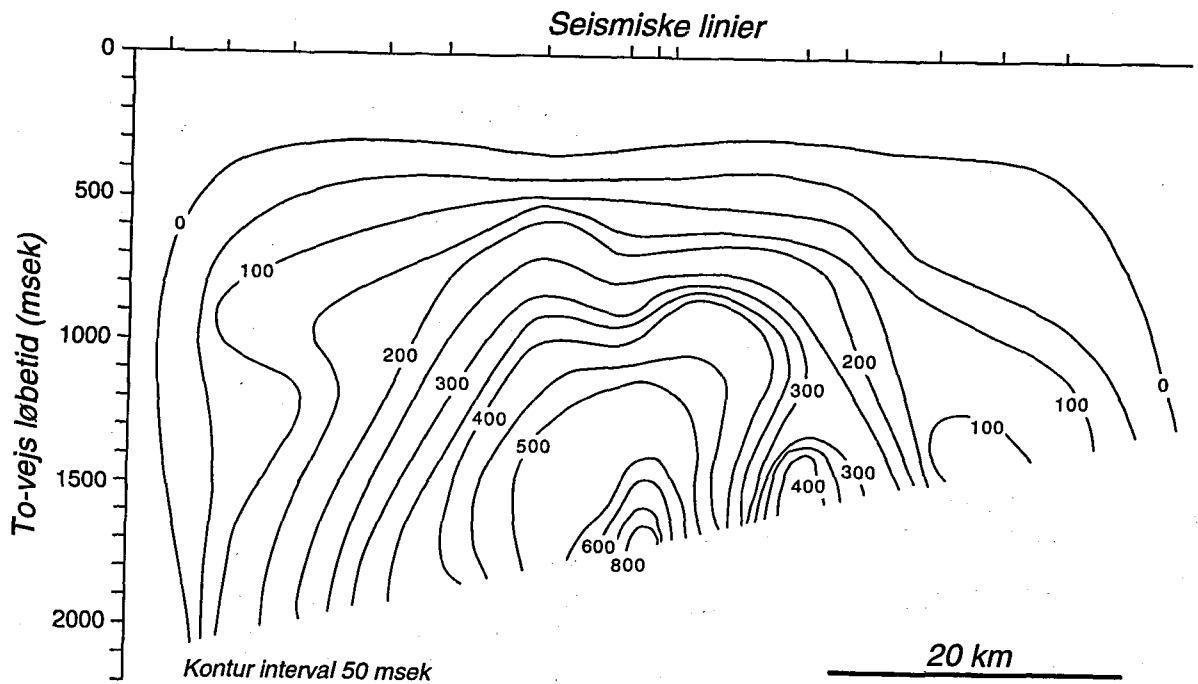


Fig. 19. Eksempel på forsætningskonturdiagram fra D-1 forkastningen. At kun den øverste del af ellipsen vises skyldes, at de seismiske data ikke tillader aflæsning af forsætningsværdier i dybere niveauer. Efter Petersen et al. (1992).

og indsykning af hængende blok. Deformationen omkring en enkelt forkastning kan således i Wattersons forkastningsmodel betragtes som værende indeholdt i en ellipsoide, hvor deformation (forsætning) er størst i ellipsoidens centrum og aftager bort fra centrum i alle retninger.

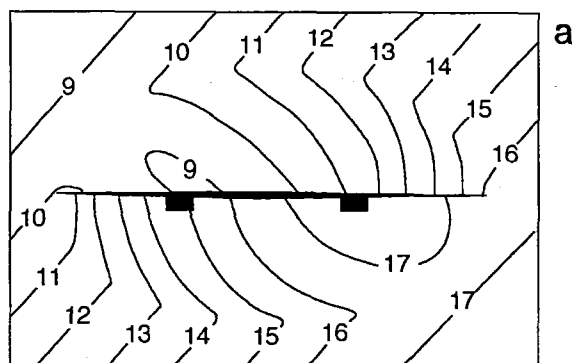
Ekstension over et større område opnås i Wattersons forkastningsmodel ved, at en serie større og mindre forkastninger virker sammen i området gennem en "blød" sammenkædning. Denne såkaldte "soft-domino" model (Walsh & Watterson 1991) er illustreret i figur 12. I modellen er summen af forsætningen på alle forkastninger langs et tværprofil konstant; eller sagt med andre ord: ligegyldigt hvor i blokken man lægger et vertikalt snit vinkelret på forkastningerne, vil man få den samme ekstension af blokken. Hele serien af forkastninger kan opfattes som en enkelt meget større forkastning. I modsætning til den "stive" domino-model omtalt i afsnit 2.2.2. er blokken som helhed ikke roteret, og markør-horisonten er i samme niveau i begge ender af blokken. Dette skyldes intern deformation i blokken og ses som revers slæb.

Den varierende forsætning langs individuelle forkastninger tilpasses gennem plastisk deformation. Mellem de enkelte forkastninger, som kan have mere eller mindre overlap (Fig. 13), overføres forsætning langs såkaldte "transfer zoner" eller "relay ramps" (Larsen 1988, Peacock & Sanderson 1994, Childs et al. 1995). I disse overlap zoner sker der en tilpasning gennem en plastisk deformation af bjergarterne så længe ekstension

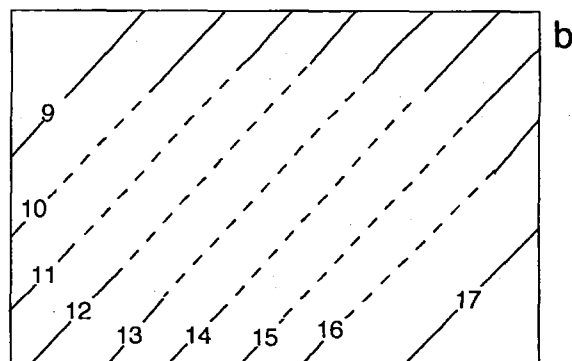
er lille, men ved tiltagende ekstension kan overlap zonen gå i stykker og overførsel af forsætning sker nu gennem dannelse af en "transfer fault" (Fig. 14).

3.2. Konstruktion af forsætningskonturdiagram

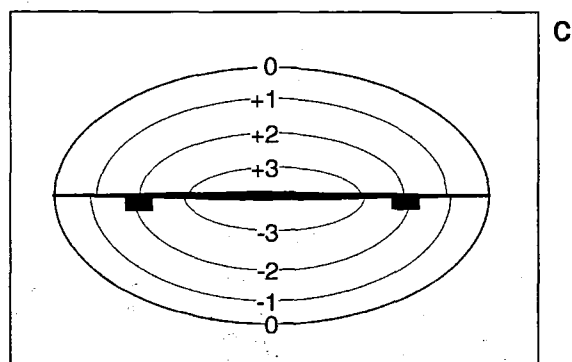
Variationen i forsætningen langs forkastningsplanet kan illustreres i et forsætningskonturdiagram, som med konturlinier viser variationerne langs fladen. Forsætningskonturdiagrammer konstrueres ved at projicere forsætningsværdier ind på et vertikalt plan parallelt med forkastningens strygning (Fig. 15a). Forsætningsværdien fås ved at måle den vertikale forsætning af en horisont eller lagflade. Projektionspunktet vælges normalt som skæringspunkt mellem "regionalfladen" og projektningsplanet, hvor regionalfladen er det niveau, den aktuelle horisont befinder sig i uden for det forkastede område. Kan regionalfladen ikke fastlægges, vælges midtpunktet mellem den forkastede horisont i hængende og liggende blok. Når alle forsætningsværdier er posteret, kontureres diagrammet (Fig. 15b). Det er vanskeligt at få forsætningsværdier til forsætningskonturdiagram-konstruktion fra dagblotninger. Normalt er forkastninger dårligt blottede i felten, men er man heldig, kan værdier opnås fra en serie tværnsnit gennem en forkastning. Det vil dog kun i de færreste tilfælde være muligt at få data fra en enkelt



Kontureret forkastningskort



"Regionalt" konturkort



Kort over vertikal forsætning omkring forkastningen

Fig. 20. Konstruktion af kort som viser den laterale variation i vertikal forsætning omkring en forkastning. a. Strukturkonturkort med en normalforkastning. b. Forkastningens effekt på den pågældende horisont er elimineret ved at trække konturlinier, som om forkastningen ikke er der. c. Kort over den vertikale forsætning fås ved at subtrahere de to kort i a og b. Efter Petersen et al. (1992).

horisonts forsætning langs hele forkastningens horisontale udstrækning (Fig. 16). Wat-terson og medarbejdere (Barnett et al. 1987) opnåede et totalbillede af små forkastninger fra minegange i kulminer. Gode resultater opnås bedst fra seismiske data, hvor man ofte vil kunne få hele forkastningen dækket. Der er dog to væsentlige begrænsninger i seismiske data: "dybde"-skalaen på seismiske sektioner er i tid, og den begrænsede opløselighed i seismik bevirker, at forsætning mindre end 10–25 m ikke kan registreres (Fig. 17).

Fremgangsmåden ved konstruktion af forsætningskonturdiagrammer udfra seismiske sektioner er illustreret i figur 18. På forkastningsplansprojektion (Fig. 18a) er de seismiske sektioner angivet på den horisontale skala og dybden (i to-vejs løbetid) på den vertikale skala. En horisont, som kan kortlægges på alle seismiske linier, er markeret med fed streg. På sektionerne længst mod venstre er horisonten ikke forkastet. Hvor horisonten på en sektion er forkastet, markeres horisontens dybde på både den hængende og den liggende blok, og midt mellem disse markeringer noteres afstanden mellem dem (i to-vejstid). Dette er en konturværdi. Denne fremgangsmåde gentages mod højre i diagrammet, indtil en sektion nås, hvor horisonten igen ikke er forkastet (helt mod højre i figur 18a). Denne procedure udføres nu for alle horisonter, som er berørt af forkastningen (Fig. 18b). Forkastningens afgrænsning (tip-line) kan nu tegnes direkte (Fig. 18b), og udfra de noterede konturværdier kan diagrammet kontureres (Fig. 18c). Af det konturerede diagram kan nu direkte aflæses, hvor forkastningen har sin største forsætning, og hvorledes forsætningen varierer over forkastningsplanet.

Forsætningskonturdiagrammer har været udnyttet i studiet af udviklingen af D-1 forkastningen i dansk Nordsø-område (Petersen et al. 1992). Forkastningen ligger langs den nordlige flanke af Ringkøbing-Fyn Højderyggen og har en længde på omkring 60 km. Forkastningen forsætter sedimenten fra Trias til Tertiær. D-1 forkastningens forsætningskonturdiagram er vist i figur 19.

3.3. Forkastningskorrelation

Et forsætningskonturdiagram er et nyttigt hjælpemiddel i korrelation af forkastninger kortlagt udfra seismiske data. I en typisk 2D-seismisk undersøgelse er afstanden mellem de seismiske linier omkring 1–4 km (for 3D-seismiske undersøgelser er afstanden dog <100 m). Har man kortlagt en række forkastninger udfra en sådan 2D-seismisk undersøgelse, kan det være vanskeligt at afgøre, hvorvidt en kortlagt forkastning på en sektion korrelerer med den ene eller den anden forkastning på nabosektionen. Konstruerer man forsætningskonturdiagrammer for de forskellige muligheder for korrelation, vil det ofte være muligt, udfra udseendet af diagrammerne, at afgøre, hvilken korrelation der er den mest sandsynlige. Proceduren er indgående be-

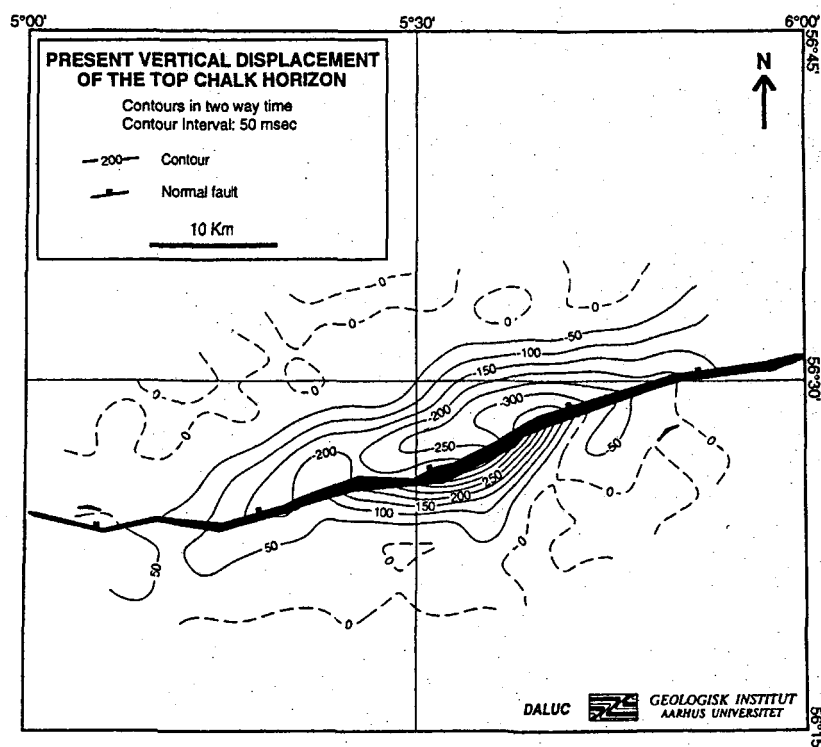
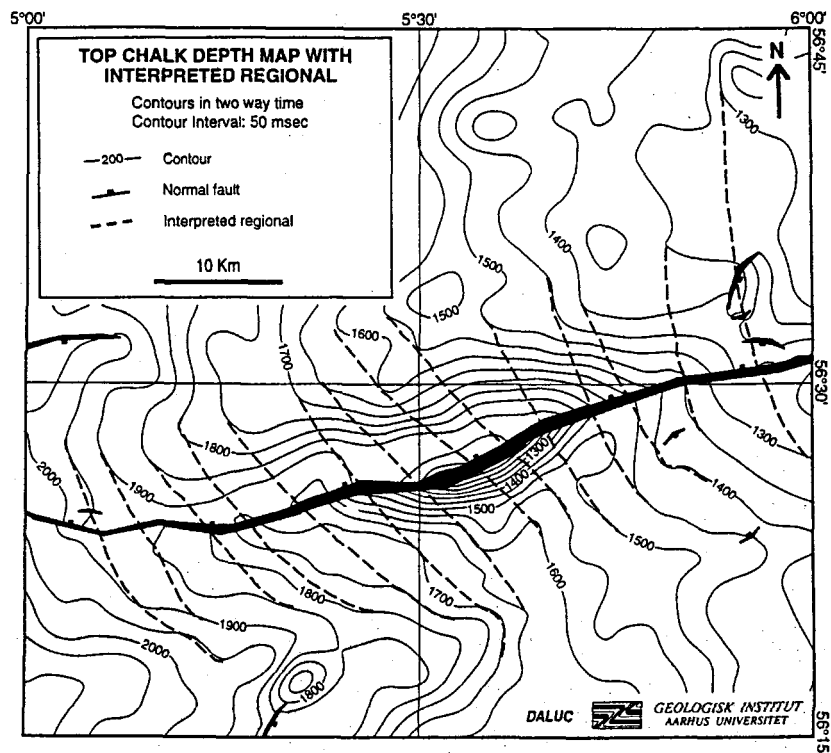


Fig. 21. Øverst: Strukturkonturkort over kalkoverfladen omkring D-I forkastningen. Med stiplede linier er angivet den tolkede regionale topografi over forkastningen. Nederst: Den nuværende vertikale forsætning af kalkoverfladen. Efter Petersen et al. (1992).

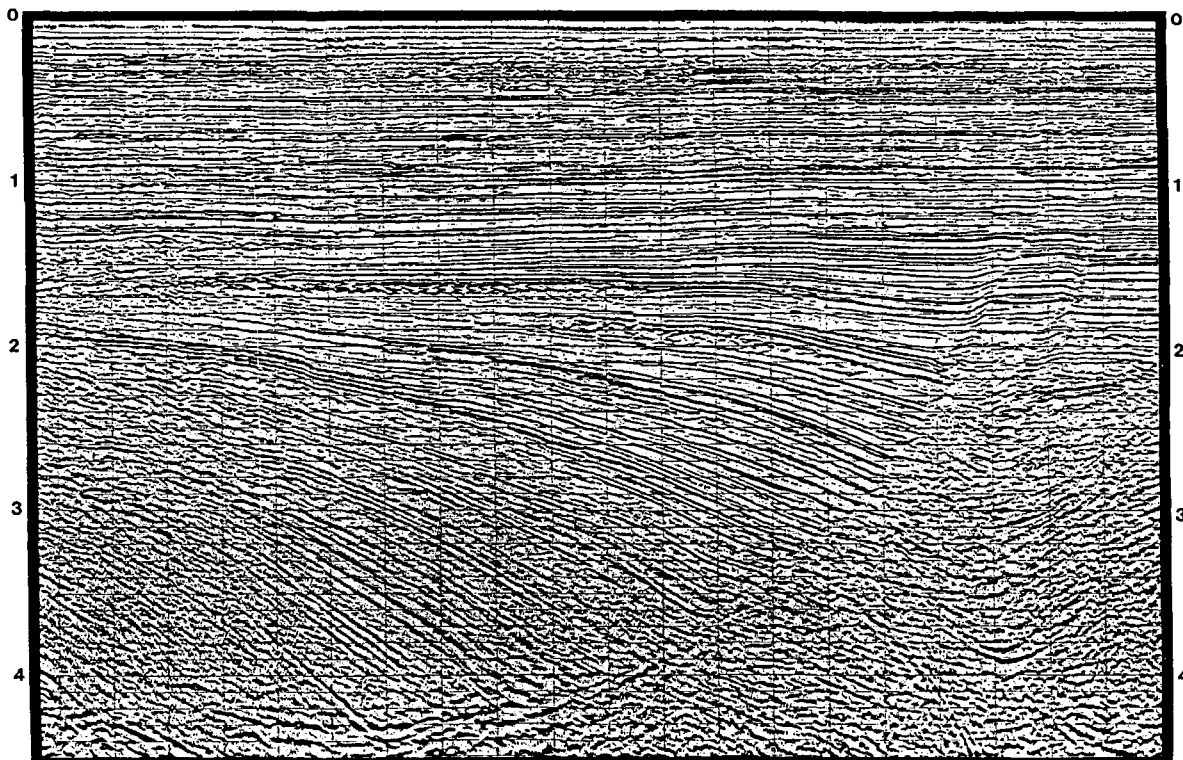


Fig. 22. Seismisk profil som viser en listrisk forkastning med hængende blok til venstre. Bemærk at de øverste sekvenser i den hængende blok øger i tykkelse hen mod forkastningsplanet og at forkastningen derfor også er syn-sedimentær. Horisontal målestok 5 km. Vertikal skala i sekunder to-vejs løbetid. Fra Goudswaard & Jenyon (1991).

skrevet i Freeman et al. (1990) og eksempler findes i Clausen & Korstgård (1993, 1994).

3.4. Lateral variation i vertikal forsætning

I Wattersons forkastningsmodel er deformationen eller forsætningen indeholdt i en ellipsoide omkring forkastningen med forkastningsplanet som et principielt snit (snit indeholdende to af de tre ellipsoideakser) gennem ellipsoiden. Ved hjælp af forsætningskonturdiagrammet får man et indblik i, hvorledes forsætningen varierer langs forkastningsplanet. Hvordan den vertikale forsætning af en horisont varierer lateralt omkring forkastningen, kan man få et indblik i ved at analysere strukturkonturkort for horisonter, som gennemskæres af forkastningen. Metoden man anvender (Petersen et al. 1992) er illustreret i figur 20. Med udgangspunkt i konturkortet for en horisont forsøger man at eliminere forkastningen ved, ud fra det regionale konturbillede omkring forkastningen, at trække konturlinier over forkastningen som om den ikke var der! I det skematiske eksempel i figur 20a kan man umiddelbart trække rette konturlinier over forkastningen parallelt med kontur-

linierne 9 og 17 og derved få det regionale konturbillede (Fig. 20b). Forkastningens effekt på den pågældende horisont fås så ved at trække konturværdier i det regionale konturbillede i figur 20b fra det aktuelle konturbillede i figur 20a. Resultatet bliver et kort (Fig. 20c) som viser den laterale variation i vertikal forsætning over forkastningen. Et eksempel fra den tidligere omtalte D-1 forkastning i dansk Nordsø-område er vist i figur 21. Sådanne kort kan konstrueres for alle horisonter som gennemskæres af en forkastning og er nyttige, når en forkastnings tre-dimensionelle udviklingsforløb skal udredes. Ved at trække en øvre horisonts forsætning fra underliggende horisonter kan man successivt få kort som viser forkastningens effekt på en horisont tilbage i tid.

4. Listriske forkastninger

Listriske normalforkastninger har planer, som krummer, således at forkastningsplanet har forholdsvis stejl hældning nær overfladen for så at blive gradvis mindre

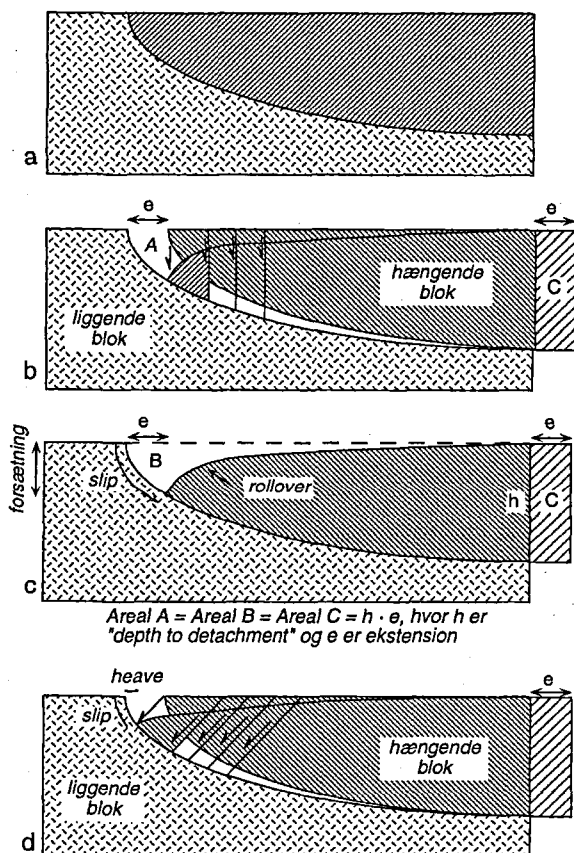


Fig. 23. Skematisk udvikling af en listrisk forkastning. a. Forkastningen umiddelbart før udglidningen. b og c. Under udglidningen kolliderer den hængende blok, her vist ved vertikal kollaps (vertikal simple shear). Arealerne B og C er lige store, hvilket giver mulighed for at udregne dybden til udglidningsplanet. d. Hvis kollaps af den hængende blok sker ved hældende simple shear er separationen (= heave på figuren) ikke længere lig ekstensionen.

stejl nedad i skorpen, hvor planet kan blive fladtliggende (Fig. 22) (Bally 1981, Williams & Vann 1987, Dula 1991).

Fra begyndelsen af 80'erne og årtiet ud var listriske forkastningsmodeller meget anvendt i Nordsø-området (Gibbs 1984, 1987; Beach et al. 1987), men der er ikke data, som understøtter, at listriske forkastninger forekommer i skorpeskala eller har betydning for ekstension af skorpen.

Listriske forkastninger må betragtes som værende strukturer drevet af tyngdekraften og er ikke egentlige ekstensionsforkastninger, da ekstensionen langs en listrisk forkastning altid modsvares af en kompression i den anden ende af den udglidende hængende blok. Listriske forkastninger dannes typisk i ukonsoliderede sedimenter, som har begrænset mekanisk styrke og som derfor ikke har elastiske egenskaber som konsoliderede sedimenter og krystallinsk grundfjeld. Listriske forkast-

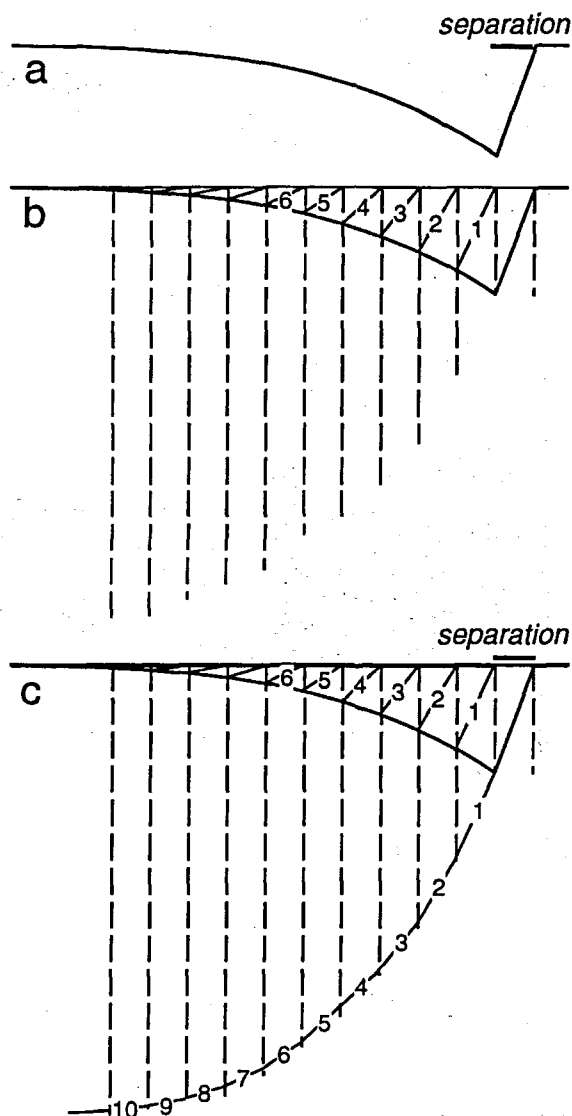


Fig. 24. Konstruktion af listrisk forkastningsflade ved vertikalt simple shear når den hængende bloks "rollover" og shearvinklen kendes. a. Den horisontale separation mellem tilsvarende punkter i liggende og hængende blok måles. b. Med denne afstand tegnes dernæst så mange vertikale hjælpelinier, at hele den hængende bloks rollover er dækket. Liniestykkerne 1-10, som forbinder det regionale niveau med den hængende bloks overflade indenfor hjælpelinierne, tegnes. c. Liniestykket 1 parallelforskydes nu til det ligger i forlængelse af den del af forkastningsplanet, som ligger over den hængende blok. Liniestykket 2 forskydes tilsvarende til forlængelse med liniestykket 1 og så fremdeles.

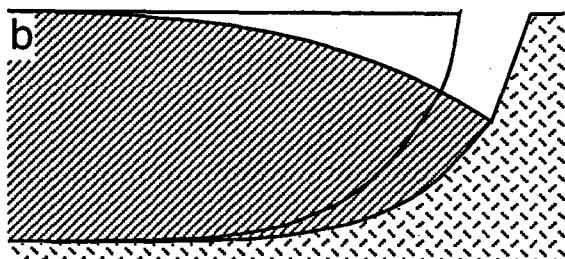
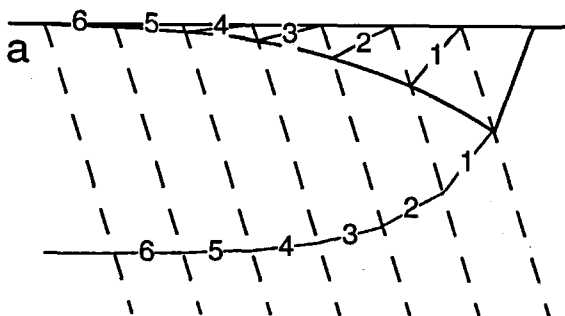


Fig. 25. Konstruktion af listrisk forkastningsflade ved hældende simple shear når den hængende bloks "rollover" og separationen kendes. a. Metoden er som beskrevet i figur 24, men hjælpelinierne tegnes nu parallelt med de hældende shearplaner. b. Sammenlignet med figur 24b ligger den listriske forkastningsflade nu i et lavere niveau.

ninger er derfor også a-seismiske som f.eks. de mange tyngdekraft drevne listriske forkastninger i Den mexikanske Golf (Withjack et al. 1995).

En anden væsentlig forskel mellem planare forkastninger og listriske forkastninger er, at i listriske forkastninger sker al deformation i den hængende blok, mens den liggende blok er fast og stationær. Dette gør det også enkelt at fremstille analoge modeller (f.eks. sandkassemodeller) af listriske forkastninger (f.eks. McClay et al. 1991).

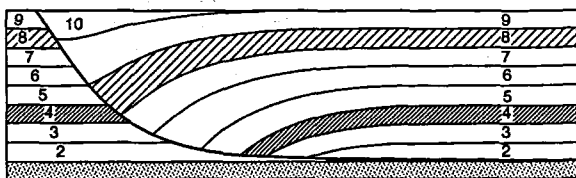


Fig. 26. Syn-sedimentær listrisk forkastning. Sekvenserne 2, 3 og 4 har samme tykkelse i liggende og hængende blok og blev således afsat, før forkastning blev dannet. Under afsætning af de efterfølgende sekvenser 5-10 har forkastningen været virksom, da der hele tiden er blevet skabt ekstra sedimentationsrum i den hængende blok, hvorved sekvenserne her er blevet tykkere end de tilsvarende sekvenser i den liggende blok. Denne tolkning af forkastningen forudsætter dog, at sedimentationsrummet i den hængende blok altid fyldes ud, og at der ikke sker erosion i den liggende blok.

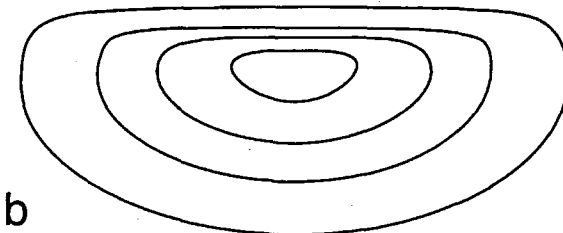
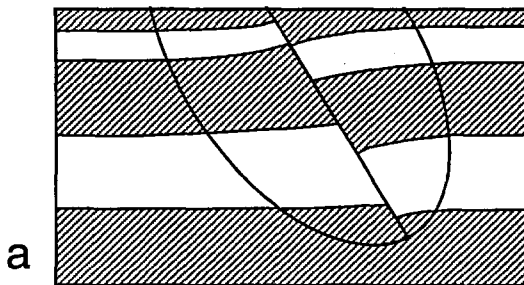


Fig. 27. a. Planar vækstforkastning i tværsnit. b. Forkastningens forsætningskonturdiagram afviger fra den ideelle ellipse i figur 11 ved at have en flad top.

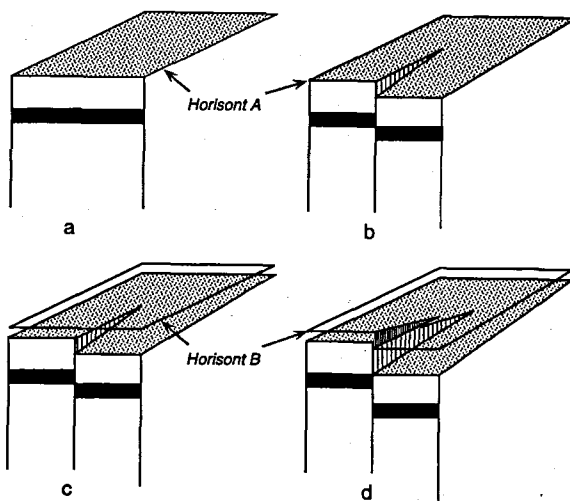


Fig. 28. Skematisk udvikling af en vækstforkastning. a-b. Horisont A forsættes langs en forkastning og i dette tidsrum aflejres nye sedimenter afsluttende med horisont B (c). Fortsætter bevægelsen langs forkastningen vil også horisont B blive forsat (d). Den totale forsætning af horisont A omfatter således både forsætningen der skete under aflejringen af intervallet AB og forsætningen efter horisont B. Forsætningen der skete i tidsrummet repræsenteret ved intervallet AB fås således ved at fratrække forsætningen af B fra den totale forsætning af horisont A.

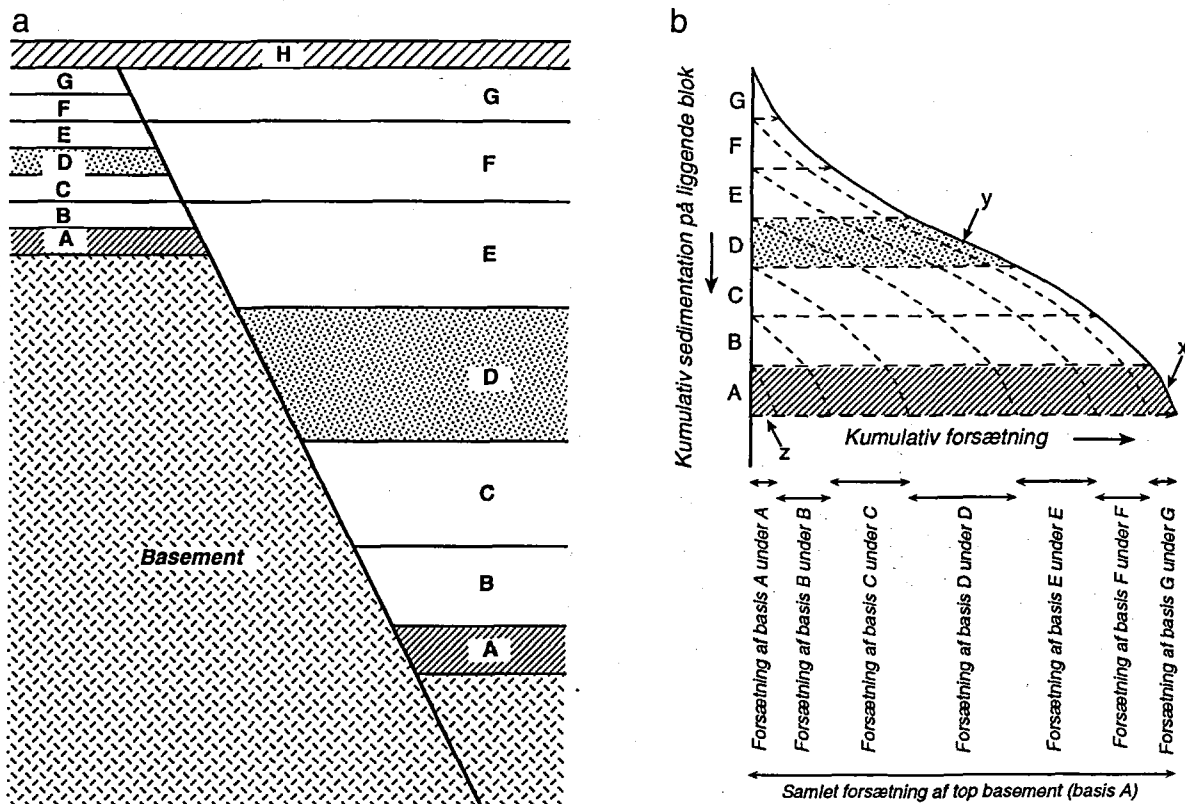


Fig. 29. Forsætningsprofil for syn-sedimentær forkastning. a. Over forkastningen er afsat sekvenserne A-H. Forkastningen har været aktiv under afsætning af alle sekvenser med undtagelse af H. Dette kan ses ved at sekvenserne A-G alle er tykkere på den hængende blok end på den liggende blok. b. Udviklingen af forkastningen over perioden svarende til afsætning af sekvenserne A-H er vist i en graf, hvor kumulativ sedimentation på den liggende blok plottes mod kumulativ forsætning. Den fuldt optrukne kurve i grafen viser, hvorledes basis af sekvens A i den hængende blok har bevæget sig ned langs forkastningen under afsætningen af alle sekvenserne A-G. Det forholdsvis stejle kurvesegment (x), svarende til afsætning af sekvens A, viser, at bevægelsen langs forkastningen var lille i dette tidsrum, mens for eksempel det flade og længere kurvesegment (y) under afsætningen af sekvens D viser stor bevægelse langs forkastningen i dette tidsrum. Den næste stiplede kurve viser, hvorledes basis af sekvens B har bevæget sig under afsætning af sekvenserne B-G på den liggende blok. Kurven fås ved fra den fuldt optrukne kurve at trække forsætningen af basis A under afsætningen af sekvens A (z).

Da al deformation i listriske forkastninger sker i den hængende blok, vil man ofte i denne se ganske komplekse strukturer. Noget forenklet kan udviklingen af en listrisk forkastning anskues som vist i figur 23. Den hængende blok glider ud langs den næsten fladliggende del af forkastningen (Fig. 23a). Derved skabes et tomrum mellem liggende og hængende blok (Fig. 23b). Denne situation er selvsagt ustabil, og den hængende blok falder sammen og udfylder tomrummet (Fig. 23c). Overfladen af den sammenfaldne hængende blok danner nu en såkaldt "rollover" antiklinal. Formen af denne "rollover" bestemmes af formen af forkastningsplanet samt af, hvorledes den hængende blok kolliderer.

I den enkle model for udvikling af en listrisk forkastning vist i figur 23a-c sker deformationen i den hængende blok ved vertikalt simple shear. Herved forstås, at den hængende blok under forkastningsbevægelsen falder sammen langs vertikale, mere eller mindre tæt-

liggende, shearplaner (Fig. 23b.). Bemærk fra figur 23c, at arealet B over den hængende blok svarer til arealet C. Kender man således arealet B og ekstensionen e, kan man finde dybden h til det niveau, hvor den listriske forkastning såler ud og bliver vandret (depth to detachment).

Det er dog langt fra givet, at deformationen i den hængende blok sker ved vertikalt simple shear. Undersøgelser foretaget af White et al. (1986) viser, at deformationen snarere sker ved hældende (ca. 45°) simple shear, antitetisk (modsat hældende) til det listriske forkastningsplan. Den separation af liggende og hældende blok, man kan observere, er nu mindre end ekstensionen (Fig. 23d). Hvorvidt hældende eller vertikalt simple shear har virket under deformationen af den hængende blok, vil ofte kunne ses af orienteringen af forkastninger i blokken.

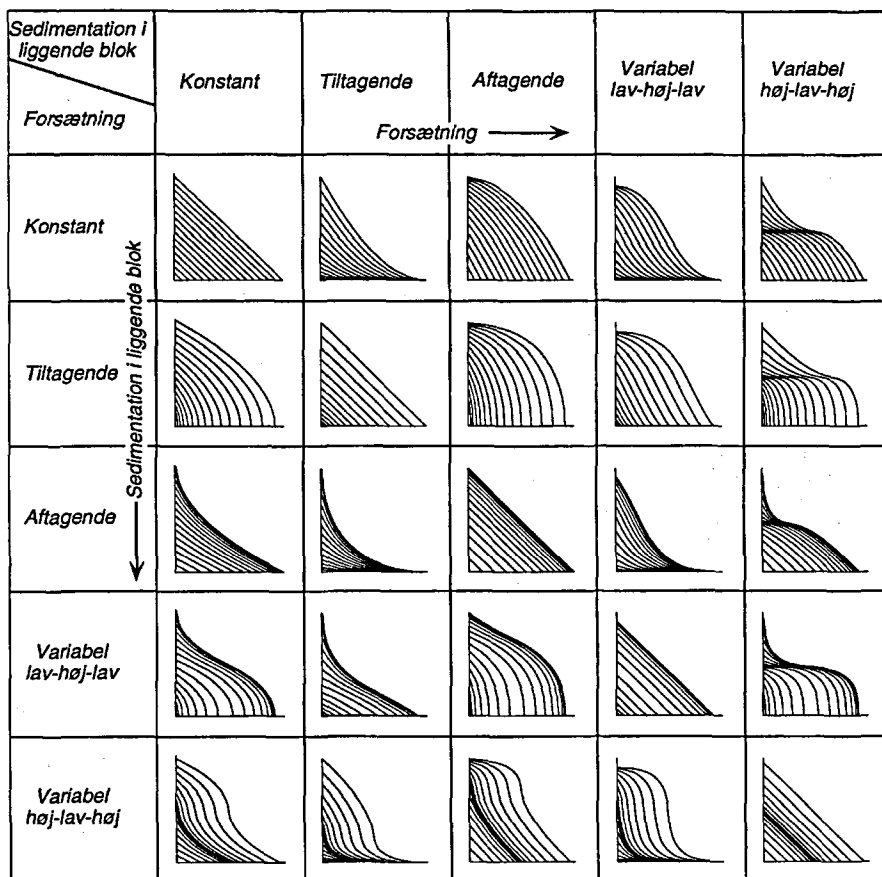


Fig. 30. Forsætningprofiler for forskellige kombinationer af aftagende/tiltagende sedimentation og forsætning.

4. 1. Forkastningsplansrekonstruktion

Kender man i tværsnit formen af den hængende bloks overflade, separationen af de to forkastningsblokke samt simple shear hældningsvinklen, kan man konstruere sig frem til det listriske forkastningsplan eller udglidningsplan. Metoden er illustreret i figur 24 for vertikalt simple shear. Den horisontale separation mellem tilsvarende punkter i liggende og hældende blok måles (Fig. 24a). Med denne afstand tegnes dernæst så mange vertikale hjælpelinier, at hele den hængende bloks rollover er dækket (Fig. 24b). Liniestykkerne 1–10, som forbin-der det regionale niveau med den hængende bloks overflade indenfor hjælpelinierne, tegnes. Liniestykket 1 parallelforskydes nu til det ligger i forlængelse af den del af forkastningsplanet, som ligger over den hængende blok. Liniestykket 2 forskydes tilsvarende til forlængelse med liniestykket 1 og så fremdeles (Fig. 24c).

For hældende simple shear er proceduren den samme (Fig. 25) bortset fra, at hjælpelinier nu tegnes parallelt med de hældende shearplaner. Med samme udgangsgeometri vil antitetisk simple shear give et lavere liggende forkastningsplan eller udglidningsplan end vertikalt simple shear.

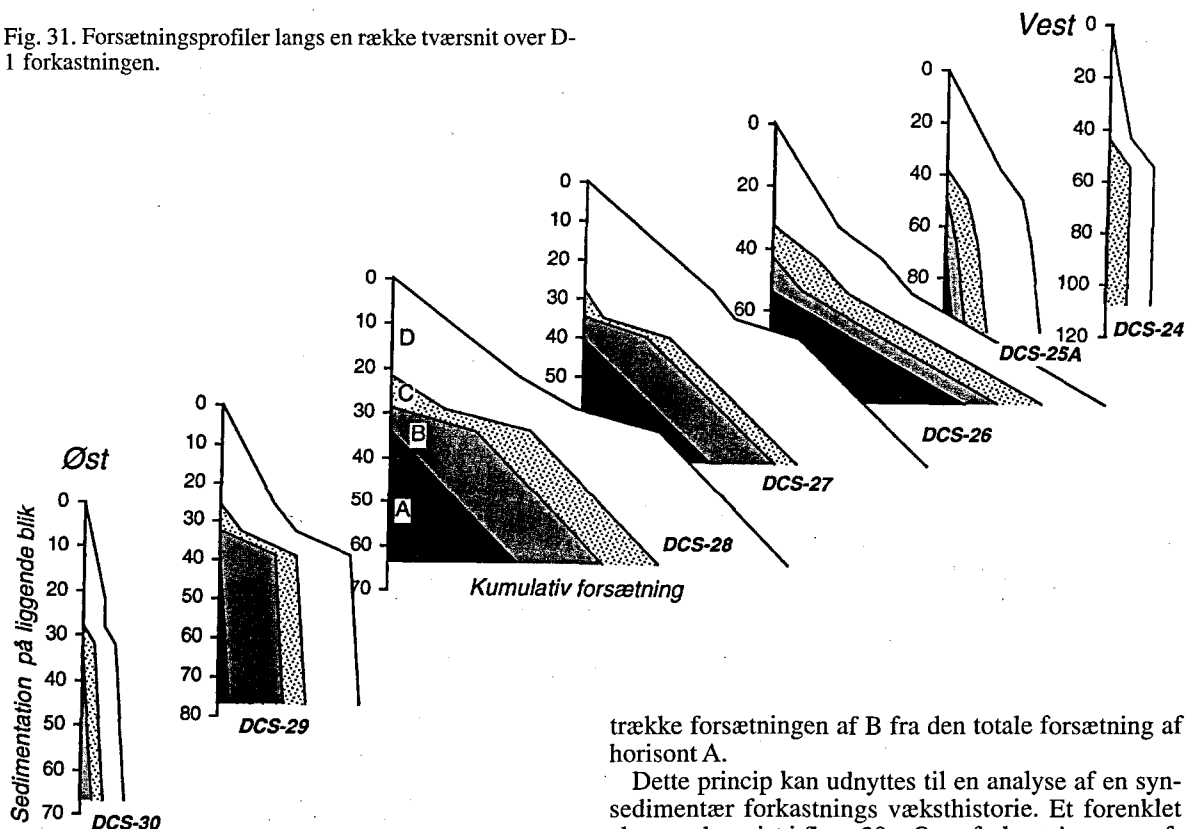
5. Vækst- eller syn-sedimentære forkastninger

Forkastningerne omtalt i afsnit 3 er såkaldte blinde forkastninger, dvs. forkastninger som ikke når jordoverfladen under deres udvikling, og som altså er helt omsluttet af et bjergartsvolumen. Blinde forkastninger er således først dannet nogen tid efter, at de sekvenser, de forsætter, er aflejret, og giver ingen oplysning om tidspunktet for forkastningsdannelsen, eller hvorledes forsætningen langs forkastningen varierede over tid.

Hvis en forkastning under sin udvikling når jordoverfladen, hvilket for eksempel sker for de listriske forkastninger omtalt i afsnit 4, vil der blive skabt et sedimentationsrum over den hængende blok. Udfyldes dette i takt med, at forkastningen fortsætter sin aktivitet, har vi en syn-sedimentær forkastning eller en vækstforkastning (eng.: growth fault).

Et eksempel på en vækstforkastning, i dette tilfælde en listrisk vækstforkastning, er vist i figur 26. Sekvenserne 2, 3 og 4 har samme tykkelse i liggende og hængende blok og blev således afsat, før forkastning blev dannet. Under afsætning af de efterfølgende sekvenser 5–10 har forkastningen været aktiv, da der hele tiden er

Fig. 31. Forsætningsprofiler langs en række tværsnit over D-1 forkastningen.



blevet skabt ekstra sedimentationsrum i den hængende blok, hvorved sekvenserne her er blevet tykkere end de tilsvarende sekvenser i den liggende blok. En så enkel tolkning af forkastningen i figur 26 forudsætter dog, at sedimentationsrummet i den hængende blok altid fyldes ud, og at der ikke sker erosion af den liggende blok.

Forsætningskonturdiagrammer for vækstforkastninger vil afvige fra det regelmæssigt ellipseformede udseende, som blinde forkastninger viser. På grund af den tiltagende forsætning nær overfladen vil et forsætningskonturdiagram for en vækstforkastning typisk have en flad top (Fig. 27) med tætliggende konturer.

5.1. Analyse af syn-sedimentære forkastninger

I figur 28 er vist skematisk nogle udviklingstrin i en vækstforkastning. Horisont A i figur 28a forsættes langs en forkastning og i dette tidsrum aflejres nye sedimenter afsluttende med horisont B (Fig. 28c). Fortsætter bevægelsen langs forkastningen vil også horisont B blive forsæt (Fig. 28d). Den totale forsætning af horisont A omfatter således både forsætningen der skete under aflejringen af intervallet AB og forsætningen efter horisont B. Forsætningen der skete i tidsrummet repræsenteret ved intervallet AB fås således ved at fra-

trække forsætningen af B fra den totale forsætning af horisont A.

Dette princip kan udnyttes til en analyse af en syn-sedimentær forkastnings væksthistorie. Et forenklet eksempel er vist i figur 29a. Over forkastningen er afsat sekvenserne A-H. Forkastningen har været aktiv under afsætning af alle sekvenser med undtagelse af H. Dette kan ses ved at sekvenserne A-G alle er tykkere på den hængende blok end på den liggende blok.

Udviklingen af forkastningen over perioden svarende til afsætning af sekvenserne A-H kan anskueliggøres i en graf, hvor kumulativ sedimentation på den liggende blok plottes mod kumulativ forsætning (Fig. 29b). Den fuldt optrukne kurve i figur 29b benævnes forkastningens forsætnings- eller vækstprofil og viser, hvorledes basis af sekvens A i den hængende blok har bevæget sig ned langs forkastningen under afsætningen af alle sekvenserne A-G. Det forholdsvis stejle kurvesegment (x i Fig. 29b), svarende til afsætning af sekvens A, viser, at bevægelsen langs forkastningen var lille i dette tidsrum, mens for eksempel det flade og længere kurvesegment (y i Fig. 29b), under afsætningen af sekvens D, viser stor bevægelse langs forkastningen i dette tidsrum. Den næste stiplede kurve viser, hvorledes basis af sekvens B har bevæget sig under afsætning af sekvenserne B-G på den liggende blok. Kurven fås ved fra den fuldt optrukne kurve at trække forsætningen af basis A under afsætningen af sekvens A (z i Fig. 29b). På lignende vis kan kurver for alle grænseflader mellem sekvenserne konstrueres og man får et forsætningsprofil for alle horisonter over forkastningen. Dette forsætningsprofils udseende vil afhænge af samspillet mellem sedimentationen på den liggende blok og forsætningen. Forskellige kombinationer af aftagende/til-

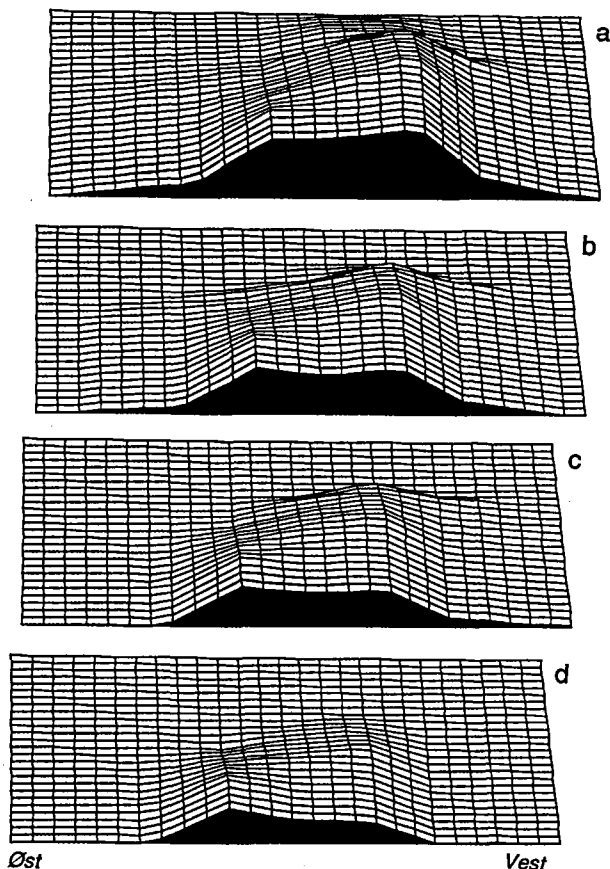


Fig. 32. Udvikling af D-1 forkastningen over tid (sammenlign figur 31). a. Nuværende forsætningsprofil. b. Forsætningsprofil før forsætningen der fandt sted under aflejring af sekvens D. c. Forsætningsprofil før forsætningen der fandt sted under aflejring af sekvens C. d. Forsætningsprofil før forsætningen der fandt sted under aflejring af sekvens B. Bemærk, hvorledes forsætningen har bevæget sig fra øst mod vest.

tagende sedimentation og forsætning er summeret i figur 30.

Forsætningsprofiler over den flere gange omtalte D-1 forkastning er vist i figur 31. Syv af de seismiske linier som krydser forkastningen har været benyttet i konstruktionen og det ses tydeligt af figur 31, at den totale forsætning har været størst på de tre mellemste linier. Endvidere kan man se, at forkastningen under afsætningen af sekvens A endnu ikke havde bredt sig til de østligste og vestligste linier. Forsætning langs forkastningen var generelt størst under afsætning af sekvens A og D. Udviklingen af forkastningens forsætningsprofiler over tid kan fås ved successivt at fjerne sidste forsætning og resultatet er illustreret i et tredimensionelt diagram i figur 32.

6. Slutning

Udviklingen indenfor studiet af ekstensionsforkastninger er gået stærkt i det seneste tiår og den fortsatte udvikling indenfor indsamling og processing af seismik (dybseismik, 3-D seismik) vil utvivlsomt bidrage mere også i de kommende år. En stor del af emnerne omtalt i denne artikel har endnu ikke fundet vej til de strukturgeologiske lærebøger. For den interesserede læser er den bedste kilde til nyere strukturgeologi en bog om kontinental deformation redigeret af Hancock (1994) og heri især artiklerne af Roberts & Yielding og Davison.

Tak

En række kolleger har været mig behjælpelig med gennemlæsning og konstruktiv kritik. Da jeg i næsten alle tilfælde har fulgt deres råd og vejledning, finder jeg det naturligt, at de deler æren med mig, hvis manuskriptet er vellykket. På den anden side indebærer det også, at de må bære en del af byrden, hvis manuskriptet skulle vise sig, at indeholde mange fejl og misforståelser: - Ole Rønø Clausen, Solvejg Kolbye Jensen, Jane Laurssen, Holger Lykke-Andersen og Ole V. Vejrbæk.

Litteratur

- Allen, P. A. and Allen, J. R. 1990: Basin analysis. Principles and applications. Blackwell, Oxford. 451 pp.
- Bak, J., Grocott, J., Korstgård, J. A., Nash, D., Sørensen, K. and Watterson, J. 1975a: Tectonic implications of Precambrian shear zones in western Greenland. *Nature*, 254, 566-569.
- Bak, J., Korstgård, J. A. and Sørensen, K. 1975b: A major shear zone within the Nagssugtoqidian of West Greenland. *Tectonophysics*, 27, 191-209.
- Bally, A. W., Bernoulli, D., Davis, G. A. and Montadert, L. 1981: Listric normal faults. *Oceanologica Acta*, 4, 87-101.
- Barnett, J. A. M., Mortimer, J., Rippon, J. H., Walsh, J. J. and Watterson, J. 1987: Displacement geometry in the volume containing a single normal fault. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 925-937.
- Beach, A. 1986: A deep seismic reflection profile across the northern North Sea. *Nature*, 323, 53-55.
- Beach, A., Bird, T. and Gibbs, A. D. 1987: Extensional tectonics and crustal structure: deep seismic reflection data from the northern North Sea Viking Graben. In Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L. (ed.) *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, 28, pp. 467-476.
- Cartwright, J. 1990: The structural evolution of the Ringkøbing-Fyn High. In Blundell, D. J. & Gibbs, A. D. (ed.) *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts*. Clarendon Press, Oxford, pp. 200-216.
- Childs, C., Watterson, J. and Walsh, J. J. 1995: Fault overlap zones within developing normal fault systems. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 535-549.

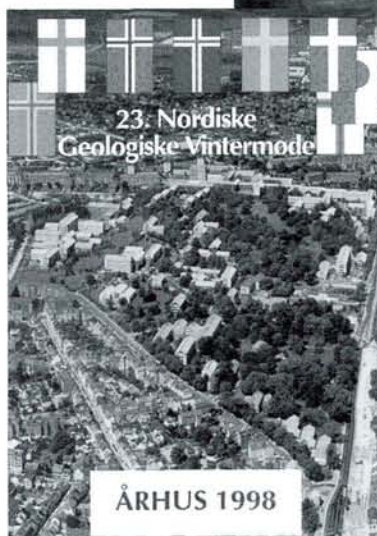
- Clausen, O. R. and Korstgård, J. A. 1993: Faults and faulting in the Horn Graben Area, Danish North Sea. *First Break*, 11, 127–143.
- Clausen, O. R. and Korstgård, J. A. 1994: Displacement geometries along graben bounding faults in the Horn Graben, Offshore Denmark. *First Break*, 12, 305–319.
- Cloos, H. 1929: Künstliche Gebirge. *Natur. Mus.*, 59, 225–272.
- Davis, G. H. 1984: *Structural geology of rocks and regions*. Wiley, New York. 492 pp.
- Davison, I. 1994: Linked fault systems; extensional, strike-slip and contractional. In Hancock, P.L. (ed.) *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford, pp. 223–250.
- Dennis, J. G. 1972: *Structural geology*. Ronald Press. New York. 532 pp.
- Dula, 1991: Geometric models of listric normal faults and rollover folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75, 1609–1625.
- Escher, A. and Watterson, J. 1974: Stretching fabrics, folds, and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22, 223–231.
- Freeman, B., Yielding, G. and Badley, M. 1990: Fault correlation during seismic interpretation. *First Break*, 8, 87–95.
- Gibbs, A. D. 1984: Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society, London*, 141, 609–620.
- Gibbs, A. D. 1987: Basin development, examples from the United Kingdom and comments on hydrocarbon prospectivity. *Tectonophysics*, 133, 189–198.
- Gibbs, A. D. 1990: Linked fault families in basin formation. *Journal of Structural Geology*, 12, 795–803.
- Goudswaard, W. and Jenyon, M. K. 1991: *Seismic atlas of structural and stratigraphic features*. European Association of Exploration Geophysicists. Zeist.
- Hamblin, W. K. 1965: Origin of „reverse drag“ on the down thrown side of normal faults. *Geological Society of America Bulletin*, 76, 1145–1164.
- Hancock, P. L. (ed.) 1994: *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford, 421 pp.
- Hatcher Jr., R. D. 1990. *Structural Geology. Principles, concepts and problems*. Merrill, Columbus. 531 pp.
- Jackson, J. A. 1987: Active normal faulting and crustal extension. In Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L. (ed.) *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication, 28, pp. 3–18.
- Jackson, J. A. and White, N. J. 1989: Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension. *Journal of Structural Geology*, 11, 15–36.
- King, G. C. P., Stein, R. S. and Ruddle, J. B. 1988: The growth of geological structures by repeated earthquakes, 1. Conceptual framework. *Journal of Geophysical Research*, 93, 13307–13319.
- Kusznir, N. J., Karner, G. D. and Egan, S. 1987: Geometric, thermal and isostatic consequences of detachments in continental lithosphere extension and basin formation. In Beaumont, C. & Tankard, A. J. (ed.) *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 12, pp. 185–203.
- Kusznir, N. J., Marsden, G. and Egan, S. S. 1991: A flexural-cantilever simple shear/pure-shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. In Roberts, A. M., Yielding, G. & Freeman, B. (ed.) *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society Special Publication No 56, pp. 41–60.
- Kusznir, N. J. and Ziegler, P. A. 1992: The mechanics of continental extension and sedimentary basin formation: a simple-shear/pure-shear flexural cantilever model. *Tectonophysics*, 215, 117–131.
- Larsen, P.-H. 1988: Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Journal of Structural Geology*, 10, 3–8.
- Mandl, G. 1988: *Mechanisms of tectonic faulting*. Elsevier, Amsterdam. 407 pp.
- Marsden, G., Yielding, G., Roberts, A. M. and Kusznir, N. J. 1990: Application of a flexural cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension to the formation of the northern North Sea basin. In Blundell, D. J. & Gibbs, A. D. (ed.) *Tectonic Evolution of the North Sea Rifts*. Clarendon Press, Oxford, pp. 236–257.
- McClay, K. R., Waltham, D. A., Scott, A. D. and Abousetta, A. 1991: Physical and seismic modelling of listric normal fault geometries. In Roberts, A. M., Yielding, G. & Freeman, B. (ed.) *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society, London, Special Publication, 56, pp. 231–239.
- McKenzie, D. 1978: Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25–32.
- Meier, D. 1993: Abschiebungen. Geometrie und Entwicklung von Störungen im Extensionsregime. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. 142 pp.
- Park, R. G. 1988: *Geological structures and moving plates*. Blackie, Glasgow. 337 pp.
- Peacock, D. C. P. and Sanderson, D. 1991: Displacement, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13, 721–733.
- Peacock, D. C. P. and Sanderson, D. J. 1994: Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 147–165.
- Petersen, K., Clausen, O. R. and Korstgård, J. A. 1992: Evolution of a salt-related listric growth fault near the D-1 well, block 5605, Danish North Sea: displacement history and salt kinematics. *Journal of Structural Geology*, 14, 565–577.
- Price, N. J. and Cosgrove, J. W. 1990: *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, Cambridge. 502 pp.
- Proffett, J. M., Jr. 1977: Cenozoic geology of the Yerington district, Nevada, and its implications for the nature and origin of Basin and Range faulting. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 247–266.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I. 1987: *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures*. Academic Press, London. 393 pp.
- Roberts, A. M. and Yielding, G. 1994: Continental extensional tectonics. In Hancock, P. L. (ed.) *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford, pp. 223–250.
- Roberts, A. M., Yielding, G., Kusznir, N. J., Walker, I. M. and Dorn-Lopez, D. 1993: Mesozoic extension in the North Sea: constraints from flexural back stripping, forward modelling and fault populations. In Parker, J. (ed.) *Parker, J. R. Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference*. London, pp. 1123–1136.
- Roberts, A. M., Yielding, G., Kusznir, N. J., Walker, I. M. and Dorn-Lopez, D. 1995: Quantitative analysis of Triassic extension in the northern Viking Graben. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 15–26.
- Rosendahl, B. R. 1987: Architecture of continental rifts with special reference to East Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15, 445–503.

- Stein, R. S. and Barrientos, S. E. 1985: Planar high-angle faulting in the Basin and Range: Geodetic analysis of the 1983 Borah Peak, Idaho, Earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 90, 11355–11366.
- Stein, R. S., King, G. C. P. and Rundle, J. B. 1988: The growth of geological structures by repeated earthquakes, 2. Field examples of continental dip-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, 93, 13319–13331.
- Suppe, J. 1985: *Principles of structural geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 537 pp.
- Twiss, R. J. and Moores, E. M. 1992: *Structural Geology*. Freeman, New York. 532 pp.
- Vejbæk, O. V. 1990: The Horn Graben, and its relationship to the Oslo Graben and the Danish Basin. *Tectonophysics*, 178, 29–49.
- Walsh, J. J. and Watterson, J. 1988: Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *Journal of Structural Geology*, 10, 239–247.
- Walsh, J. J. and Watterson, J. 1989: Displacement gradients on fault surfaces. *Journal of Structural Geology*, 11, 307–316.
- Walsh, J. J. and Watterson, J. 1991: Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. In Roberts, A. M., Yielding, G. & Freeman, B. (ed.) *The Geometry of Normal Faults*. Geological Society, London, Special Publication, 56, pp. 193–203.
- Watterson, J. 1986: Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 365–373.
- Wernicke, B. 1985: Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 108–125.
- Wernicke, B. and Burchfield, B. C. 1982: Modes of Extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 4, 105–115.
- White, N. J., Jackson, J. A. and McKenzie, D. P. 1986: The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layer in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*, 8, 897–909.
- Williams, G. and Vann, I. 1987: The geometry of listric normal faults and deformation in their hanging walls. *Journal of Structural Geology*, 9, 789–795.
- Withjack, M. O., Islam, Q. T. and La Pointe, P. R. 1995: Normal faults and their hanging-wall deformation: An experimental study. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79, 1–18.
- Yielding, G. 1990: Footwall uplift associated with Late Jurassic normal faulting in the northern North Sea. *Journal of the Geological Society, London*, 147, 219–22.
- Yielding, G. and Roberts, A. 1992: Footwall uplift during normal faulting-implications for structural geometries in the North Sea. In Larsen, R. M., Brekke, H., Larsen, B. T. & Talleraas, E. (ed.) *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*. Norwegian Petroleum Society, Special Publication No. 1, Elsevier, Amsterdam, pp. 289–304.

Nordisk Geologisk Vintermøde

For 22. gang blev der i dagene 8.-11. januar 1996 afholdt Nordisk Geologisk Vintermøde. I år fandt mødet sted i Åbo/Turku i Finland.

430 geologer fra de nordiske lande, samt inviterede gæster fra Rusland og de baltiske lande havde, i løbet af de 4 dage vintermødet varede, 150 foredrag fordelt på 4 sessioner og 90 poster, at fordybe sig i. Foredragene havde gennemgående en høj standard, og mange specialestudenter, især fra Norge, fremlagde deres undersøgelser. Sproget er fortsat først og fremmest skandinavisk, men ved nogle sessioner var der flere engelske foredrag. Alle abstracts fra mødet er på engelsk.



Ved "Kvællsfesten" den 10. januar inviterede Professor Olaf Michelsen deltagerne til det 23. Nordiske Geologiske Vintermøde i Århus den 2. uge af januar 1998. Traditionen tro bliver Vintermødet i Århus arrangeret i et samarbejde mellem Århus Universitet og Dansk Geologisk Forening.

Vi har allerede nu den 1. brochure klar til opslagstavlen. Den kan rekvireres på nedenstående adresse. Vi forventer at mange danske geologer vil udnytte denne oplagte chance til at mødes med nordiske kolleger, og høre gerne fra grupper der vil arrangere workshops, eller sessioner med specielle emner.

På Organisations Komiteens vegne
Marianne Vasard Nielsen
Elstedvænge 27, 8520 Lystrup
Tlf: 86 22 24 33, Fax: 86 74 24 33
e-mail: MVN.PKA@po.ia.dk