Klitaflejringer

LARS B. CLEMMENSEN

Lars B. Clemmensen: Klitaflejringer. *Geologisk Tidsskrift,* hæfte 1, pp. 1–30, København, 1997–03–21.

Klitter danner spektakulære sedimentære bundformer og opbygger udbredte æoliske sandhave (erg-systemer) i tropiske til subtropiske ørkenbælter og kystparallelle klitsystemer langs vindeksponerede kyster. Klitaflejringer er kendt fra hovedparten af de geologiske perioder begyndende med Mellem Proterozoikum, og klitaflejringer er især almindelige i sedimentære bassiner på den nordlige halvkugle fra Perm, Trias og Jura.

Studiet af klitter og deres aflejringer omfatter analyser af æoliske processer, klitformer, sedimentære karakteristika (kornstørrelse, stratifikationstyper, sedimentære strukturer og sedimentær arkitektur), stratigrafi og bassinudvikling. Fagområdet har udviklet sig hastigt de seneste årtier. Traditionelle feltbeskrivelser af klitformer, klitsedimenter og sedimentære lagserier er blevet suppleret med eksperimentelle analyser (f.eks. analyser af klitformens orientering), og indførelse af ny teknik (f.eks. computeranalyse af sedimentære strukturer og georadarkortlægning af holocæne aflejringssystemer) har bidraget væsentligt til en øget forståelse af klitaflejringers karakteristiska og genese. Artiklen gennemgår udviklingen indenfor studiet af klitaflejringer siden Bagnolds banebrydende arbejde om Ægyptens ørkensedimenter i 1941 og illustrerer udviklingen med en række eksempler (Vejers klitfeltet, Danmark; Råbjerg Mile, Danmark; Navajo Sandstone, USA; Corrie Sandstone, Skotland; Yellow Sands, England; Wingate Sandstone og Moenave Formation, USA).

Lars B. Clemmensen, Geologisk Institut, Øster Voldgade 10, 1350 København K

Indledning

Studiet af klitter og deres aflejringer (Fig. 1, 2) udgør et veldefineret fagområde indenfor geovidenskaben. Fagområdet omfatter bl.a. studier af æoliske processer, klitformer, sedimentære karakteristika (kornstørrelse, stratifikationstyper, sedimentære strukturer og sedimentær arkitektur), stratigrafi og bassinudvikling. Traditionelt set har fagområdet været opdelt i æolisk geomorfologi, der hovedsageligt beskæftigede sig med nutidige klitsedimenter og klitformer, og æolisk sedimentologi, der beskrev de fossile klitaflejringers karakteristika. I de senere år er disse to delområder dog i stor udstrækning blevet integreret, og flere forskere arbejder i dag både med nutidige og fossile klitsedimenter. Dette afspejler bl.a., at fagområdet har bevæget sig bort fra en deskriptiv videnskab med hovedvægt på en beskrivelse af sedimenter, bundformer og miljøer til en videnskab, der fokuserer på klitsystemernes dynamik og deres respons på variationer i tektonik, havniveau og klima (jvf. Pye & Lancaster 1993). Studiet af nutidige og fossile klitaflejringer er en del af den klastiske sedimentologi. Fagområdet har sin egen udviklingshistorie, men denne udvikling har naturligvis til en vis grad været styret af udviklingen indenfor den øvrige del af sedimentologien.

Bagnolds banebrydende arbejde om fysiske processer og klitdannelse i 1941 danner, efter min mening, indledningen til den moderne forskning om nutidige klitter. Senere fulgte bl.a. Wilsons arbejder i 1971, 1972 og 1973 om de udstrakte klitsystemer i Saharas sandhave. I de seneste år har studiet af nutidige klitter udviklet sig næsten eksplosivt. Vigtige arbejder er f.eks. Rubin & Hunters teoretiske artikel fra 1987 om æoliske bundformers orientering i forhold til vindretninger, og en række artikler om recente klitformers morfologi og dynamik (sammenfattende diskussioner i bl.a. Pye & Tsoar 1990; Lancaster 1995 og Livingstone & Warren 1996).

Den procesorienterede forskning om nutidige klitter var længe meget foran den sedimentologiske analyse af fortidige klitaflejringer. Sedimentologer havde, indtil det klassiske arbejde af Hunter i 1977 om æoliske stratifikationstyper, store problemer med blot at erkende fossile æoliske aflejringer i felten. Aflejringer, som alle nu betragter som fornemme eksempler på fossile klitaflejringer bl.a. Yellow Sands og Navajo Sandstone, blev i begyndelsen af 70erne tolket som marine aflejringer (jvf. Pryor 1971 og Freeman & Visher 1975). Disse arbejder var baseret på detalje-

Fig. 1. Klitform i kystklitbæltet nordøst for Sandmilen, Skagen Odde. Bemærk veludviklet klitlæside med sandskredstunger (lyst sand) og vindribber. Denne del af læsiden er ca. 2 m høj.

rede studier af petrografi og tekstur, men førte altså til helt forkerte slutninger om palæomiljø. Efter Hunters (1977) arbejde udviklede studiet af fortidige klitaflejringer sig imidlertid med stor hast. Klitaflejringer kunne nu med rimelig stor sikkerhed erkendes i den stratigrafiske lagsøjle. Hurtigt så man derfor en udvikling mod mere detaljerede tolkninger af de fossile klitters karakteristika og dannelsesforhold. Stratifikationstyperne i en række fossile klitaflejringer blev kortlagt, og de fossile klitters morfologi og aflejringsdynamik blev tolket (f.eks. Hunter 1981; Clemmensen & Abrahamsen 1983). I andre arbejder blev de sedimentære strukturer i de fossile klitsedimenter beskrevet. De æoliske strukturer blev i begyndelsen tolket via kendskabet til strukturer i nutidige klitter (især White Sands, New Mexico, McKee 1966), men senere blev grafisk computerteknologi aktivt inddraget i dette forskningsfelt med Rubins detaljerede arbejde i 1987 om bundformer og sedimentære strukturer. Chrintz & Clemmensens artikel fra 1993 om Yellow Sands og Crabaugh & Kocureks artikel fra 1993 om Entrada Sandstone er eksempler på arbejder, der anvender Rubins computerprogrammer til detaljerede tolkninger af fossile klitters morfologi og dynamik.

Sideløbende med disse studier blev grænseflader og tredimensional aflejringsarkitektur i de fossile aflejringer analyseret (f.eks. Brookfield 1977; Kocurek 1988; Clemmensen & Blakey 1989; Clemmensen & Tirsgaard 1990; Clemmensen & Dam 1993; Fryberger 1993). Denne forskning førte til definitionen af et formelt klassifikationssystem for æolisk arkitektur (Clemmensen 1991; Chrintz & Clemmensen 1993).

Inspireret af udviklingen indenfor andre områder af den klastiske sedimentologi blev der også skrevet artikler om den cyklo- og sekvensstratigrafiske opbygning af æoliske formationer (f.eks. Loope 1985; Havholm & Kocurek 1994; Clemmensen, Øxnevad & de Boer 1994). Disse arbejder klargjorde, at klitsystemernes dannelse var episodisk (eller periodisk), og at klitsystemernes dynamik ofte var styret af klimavariationer, eller i kystnære systemer af variationer i havniveau.

De fossile klitaflejringer danner ofte betagende bjergartsformationer. En af de mest imponerende formationer er Navajo Sandstenen (N. Jura) på Colorado Plateauet i USA. Aflejringsmiljøet for denne op til 700 m tykke æoliske enhed har længe været sammenlignet med de nuværende udstrakte klitområder i Sahara (erg-systemer), og i et helt nyt arbejde af Allen, Verlander & Audet (1997) sandsynliggøres det, at bevarelsen af denne mægtige formation skyldes helt specielle tektoniske forhold i området.

I dette arbejde vil jeg belyse udviklingen indenfor studiet af klitaflejringer siden Bagnolds pionerarbejde i 1941. Indledningsvis vil jeg omtale vigtige arbejder om sandtransport og klitformer. Dernæst vil jeg illustrere udviklingen indenfor den sedimentologiske analyse af fortidige klitsedimenter og omtale arbejder, der diskuterer kornstørrelse, stratifikationstyper, sedimentære strukturer, sedimentær arkitektur, cyklo- og sekvensstratigrafi og bassinforhold. Hvert emne behandles først generelt og illustreres derefter med et eksempel.

2. Sandtransport

Sandkorn sættes i bevægelse af vinden, når en vis tærskelværdi for den såkaldte friktionshastighed (u_{*t}) overskrides (se sammenfattende diskussioner i Lan-

Fig. 2. Fossile kystklitaflejringer, Pleistocæn, sydkysten af Mallorca. De æoliske aflejringer består af skalsand og danner udbredte bænke adskilt af tynde rødfarvede siltrige jordbundshorisonter. De æoliske sedimenter er gennemsat af rodstrukturer (pile); veludviklet skrålejring ses i den næstnederste æoliske bænk.

caster 1995 og Livingstone & Warren 1996). For sedimenter med en middelkornstørrelse omkring 0,20-0,25 mm ligger denne værdi på ca. 0,2 m/sek. Flere faktorer styrer naturligvis denne tærskelværdi, f.eks. vindens turbulens, sedimentets sortering, lokal topografi, sedimentfugtighed og vegetation. Den indledende sandtransport er primært et resultat af vindens træk i sandkornene. Når først sandtransporten er sat igang ændres forholdene meget, idet de hoppende sandkorn ved deres nedfald sætter nye sandkorn i bevægelse. Under disse forhold iagttages en friktionshastighed for fortsat transport, den dynamiske tærskelværdi, som er lidt lavere end den initiale tærskelværdi (f.eks. Anderson & Haff 1988). En direkte oversættelse af u_{*t}-værdier til vindhastighed er vanskelig, men typisk dansk klitsand sættes i bevægelse ved vindhastigheder (målt i 10 meters højde) på 5–6 m/s.

Sandkorn i bevægelse transporteres via rulning, saltation eller suspension. Disse transportmåder blev også beskrevet af Bagnold (1941), og senere studier har yderligere bidraget til forståelsen af de forskellige transportmåder i æolisk regi. Pye (1987) skelner således mellem krybning (hovedsageligt korn større end 500 µm), normal saltation (60–1000 µm), modificeret saltation (70–100 µm), korttidssuspension (20–70 µm) og langtidssuspension (mindre end 20 µm). Disse kornstørrelsesgrænser afhænger naturligvis af vindenergien. Saltation er den dominerende transportform og i de senere år er der forsket meget i saltationsprocessen og den relaterede dannelse af vindribber (Sharp 1963; Anderson 1987; Werner 1988). Tilsyneladende er det en form for saltation, der kun involverer korte hop (kaldet reptation), der styrer dannelsen af både vindribber (sand) og de såkaldte granuleribber (se sammenfattende diskussion i Lancaster 1995).

Bagnolds arbejde fra 1941 giver en kvantitativ beskrivelse af æolisk sandtransport og klitdannelse, og Bagnolds formel for æolisk sandtransport danner stadig udgangspunkt for de fleste analyser af dette fænomen. Ifølge Bagnold (1941) kan den totale sandtransport bestemmes efter følgende formel, $Q = C\ (d/D)^{1/2}\ (\rho/g)\ u_*^3$, hvor D er en standardkornstørrelse på 0,25 mm, d er middelkornstørrelsen for det undersøgte sediment, og C er en konstant, der varierer mellem 1,5 og 3,5 og er afhængig af underlagets natur; ρ er luftens densitet og g er tyngdeaccelerationen. Andre transportformler er opstillet af f.eks. Lettau & Lettau (1978), Fryberger (1979) og Sørensen (1988). Som et eksempel på en eksperimentel bestemmelse af transportrate kan nævnes Rasmussen & Mikkelsen (1991).

Ifølge Fryberger (1979) kan den årlige (potentielle) sandtransport (Q) tilnærmelsesvis beregnes efter føl-

Fig. 3. Klitformer på bagstranden ved Vejers Strand, Vestjylland (juli 1990). Klitterne er dannet ved erosion af strandsand under stærk vestlig vind. Nærmeste klit er ca. 1 m høj og kan karakteriseres som en transvers klitryg.

gende formel, $Q \propto V^2 (V-V_t)\, t$, hvor V = den gennemsnitlige vindhastighed målt i 10 meters højde, V_t = tærskelværdien for igangsættelse af sandtransport (ca. 6 m/s, 10 meters højde) og t = tiden vinden blæser fra en bestemt retning (udtrykt som procent i en vindtabel fra en given vejrstation). Da formlen er forholdsmæssig måles den årlige potentielle sandtransport, også benævnt driftpotentiale (DP), i vektorenheder (VU). Det skal bemærkes, at Fryberger (1979) anvendte knob som måleenhed for vindhastighed, mens de fleste senere undersøgelser anvender m/s som måleenhed (f.eks. Anthonsen, Clemmensen & Jensen 1996). DP i vektorenheder er med en faktor på ca. 0.07 relateret til transporten målt i m^3 pr. m.

Ved hjælp af denne formel kan det beregnes, at de fleste ørkenområder har relativt lave årlige DP-værdier på 80–490 VU eller 6–35 m^3 pr. m målt på tværs af den sandtransporterende vind, jvf. Fryberger 1979; Fryberger, Al-Sari, Clisham, Rizvi & Al-Hinai 1984. Mange kystområder derimod er karakteriseret ved høje DP-værdier, og værdier mellem 1500–4000 VU eller 105 og 280 m^3 pr. m er almindelige langs Jyllands vestkyst (jvf. Anthonsen & Clemmensen, upublicerede data; Clemmensen, Andreasen, Nielsen & Sten 1996).

Den årlige (potentielle) sandtransport i den resulterende vindretning benævnes resulterende driftpotentiale (RDP) af Fryberger (1979). Forholdet mellem RDP og DP er udtryk for den årlige variation i vindretning. Dette forhold synes, sammen med omfanget af tilgængeligt sediment, at styre, hvilken klittype, der udvikles i et bestemt område (se sammenfattende diskussion i Lancaster 1995).

På baggrund af meteorologiske data fra klimastationer langs den jyske vestkyst, er det muligt at beregne værdier for sandtransportrater i dette stærkt vindpåvirkede område startende fra omkring 1870. Det er også muligt, ved hjælp af georadaranalyse af de holocæne kystklitsystemer, at beregne mængden af æolisk sand i de vestjyske kystklitområder og dermed (hvis alderen af sedimenterne kendes) få data til beregning af den gennemsnitlige sandtransportrate over et længere tidsrum. Til illustration af denne sidstnævnte analysemetode omtales en undersøgelse af det holocæne klitfelt ved Vejers.

2.1. Klitfeltet ved Vejers

Klitfeltet ved Vejers dækker et areal på ca. 120 km^2 og befinder sig mellem Blåvands Huk og Henne Strand på den jyske vestkyst (Clemmensen et al. 1996). Klitfeltet dækker en mellem-sen Holocæn barriereodde og begrænses mod øst af glacialt bakkeland eller af søområder (Langsø og Filsø). Klitterne er flere steder vandret ind over det glaciale bakkeland, men disse klitområder indgår ikke i denne analyse.

Sedimentologiske analyser og georadarkortlægning

Fig. 4. Store klittunger på bagsiden af de yderste vegetationsdækkede kystklitter ved Henne Mølleå, Vestjylland (april 1990). Set mod vest. Klittungerne dannes under gentagne storme fra vest. Hvis klittungerne ikke tilplantes med hjælme, kan de udvikle sig til større mobile klitformer.

af Vejers klitfeltet har vist, at de æoliske aflejringer i området består af flere genetiske enheder (Clemmensen et al. 1996). Den yngste enhed omfatter de nuværende havklitter, hvor der sker en stadig pålejring af sediment (Fig. 3, 4). De indre kystklitter samt den bagved liggende sandslette, Kallesmærsk Hede, er dækket af tæt vegetation og er inaktive. Den meget store parabelklit, Bordrup Sand, i den sydøstlige del af klitfeltet, er også helt stabiliseret og dækket af tæt skov. Tidligere var disse områder imidlertid præget af sandflugt, klitdannelse og klitmigration. Hovedparten af klitdannelsen i området synes at være sket efter 300 e. Kr.. I flere perioder blev store mængder sand transporteret ind over den flade kystslette og de bagved liggende søområder. Georadarkortlægning gør det muligt at studere de æoliske aflejringers opbygning samt at beregne deres volumen. Disse undersøgelser viser, at Vejers klitfeltet består af ca. 800×10^6 m^3 sand. Hvis dette sand er blevet aflejret med jævn rate siden 300 e. Kr. betyder det, at den årlige sandtransportrate ind i klitfeltet har været ca. 21 m^3 (pr. m bredde). Dette tal kan sammenlignes med den værdi for årlig resulterende driftpotentiale (RDP), der kan beregnes udfra vinddata. Anvendes data fra vejrstationen ved Blåvands Huk (måleperiode 1931–1960) fås en RDP-værdi på 55 m^3 (pr. m bredde) i østlig retning. Den virkelige sandtransportrate er således noget mindre end den potentielle sandtransportrate. Dette afspejler sikkert, at en væsentlig del af stormaktiviteten i området er associeret med nedbør, som gør strandsandet vådt og dermed begrænser den æoliske erosion. En tidlig undersøgelse af fugtige vejrforholds indflydelse på sandflugten er foretaget af Kuhlman (1957). Senere arbejder omfatter bl.a. Hunter, Richmond & Alpha (1983) og Arens (1994). Stratigrafiske analyser af sedimenterne i Vejers klitfeltet har vist, at æoliske enheder veksler med udbredte tørvelag eller jordbundshorisonter. Dannelsen af Vejers klitfeltet skete altså episodisk, og man må forestille sig, at perioder med sandflugt og klitdannelse vekslede med perioder med stabilisering af klitfeltet og jordbundsdannelse. Det er muligt, at disse variationer i klitfeltets dynamik kan relateres til klimaændringer (jvf. Clemmensen et al. 1996). I nogle perioder var vindenergien (og dermed den årlige sandtransport) i området sandsynligvis endnu højere end idag, f.eks. under den lille istid mellem ca. 1550 og 1850 e. Kr., mens vindenergien i andre perioder var lavere end idag.

3. Klitformer

Bagnolds arbejde fra 1941 indeholder også en beskrivelse af de vigtigste morfologiske klittyper i Ægyptens ørkener: barkanen og seifen. I senere arbejder (bl.a. McKee 1979) er andre morfologiske klittyper defineret, og de fleste sedimentologer skelner nu mellem: barkaner, klitrygge med halvmåneformede elementer (eng.: crescentic ridges), reverserende klitter, lineære klitter, stjerneklitter og parabelklitter (Fig. 5). Parabelklitten dannes kun i områder med en vis vege-

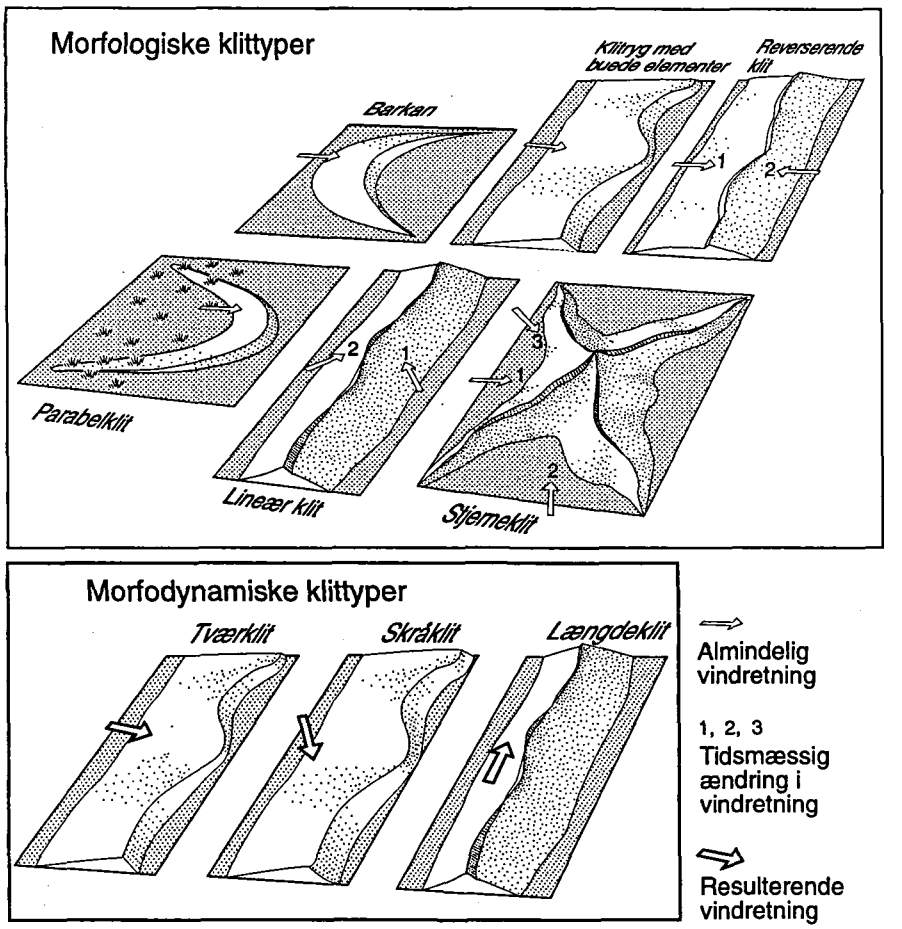

Fig. 5. Klassifikation af simple ørkenklitter. De vigtigste morfologiske og morfodynamiske klittyper er vist. Sammensatte klitter eller draaformer kan ligeledes klassificeres både efter morfologi og morfodynamik. Klassifikation baseret på McKee 1979, Hunter et al. 1983, Kocurek 1991.

tation og denne klittype blev faktisk beskrevet for første gang, af en dansk geolog K. J. V. Steenstrup, i 1894 fra klitområderne langs Jyllands vestkyst. Der skelnes også mellem simple og sammensatte klittyper (McKee 1979), hvor de sammensatte klitter udgøres af mindre klitter overlejrende en større klit enten af samme eller forskellig type. Disse sammensatte bundformer kaldes også draaformer (Wilson 1972; Kocurek 1981). Draa er en nordafrikansk term for en større æolisk sandryg (Wilson, 1972, 1973). Sideløbende med denne beskrivelse af morfologiske klittyper er der blevet indført en klassifikation af klitter baseret på deres morfodynamik (Hunter et al. 1983). Der skelnes således mellem tværklitter eller transverse klitter (klitryg vinkelret på resulterende sandtransportretning), længdeklitter eller longitudinale klitter (klitryg parallel med resulterende sandtransportretning) og skråklitter (klitryg orienteret skævt på den resulterende sandtransportretning), Fig. 5. Endelig indførte Rubin (1987) et klassifikationssystem, hvor der skelnes mellem todimensionale og tredimensionale bundformer og mellem invariable og variable bundformer.

Set i tværsnit udviser de forskellige klittyper stor morfologisk variation. De transverse klitter har typisk en moderat hældende stødside, en næsten horisontal flade mellem klittens toplinje og brinklinje og en moderat til stejlt (nedvinds) hældende læside. De stejle læsider udviser ofte skredflader, og disse flader udvikles typisk i hele klittens højde med mindre klitten er reverserende. Longitudinale klitter derimod har ofte en tilnærmet symmetrisk form. De laveste dele af de to klitsider har kun moderate hældninger og veludviklede læsider med skredflader ses kun i den øverste del af klitformen (Fig. 5). En lignende morfologi karakteriserer mange stjerneklitters arme (Fig. 5). Skråklitter har i mange tilfælde et udseende, der minder om de transverse klitter, men i modsætning til disse klitformer udvikler de ofte svagt hældende sandaflejringer på overgangen mellem klitlæside og foranliggende interklit, således at skredflader kun udvikles øverst på klitten.

I klitområder med tæt vegetation, som f.eks. hovedparten af de danske kystklitområder, optræder andre klitformer. Der findes mange forslag til navngivning af disse kystklitformer, men almindeligvis skelner man mellem incipiente (eller embryonale) forklitter nær-

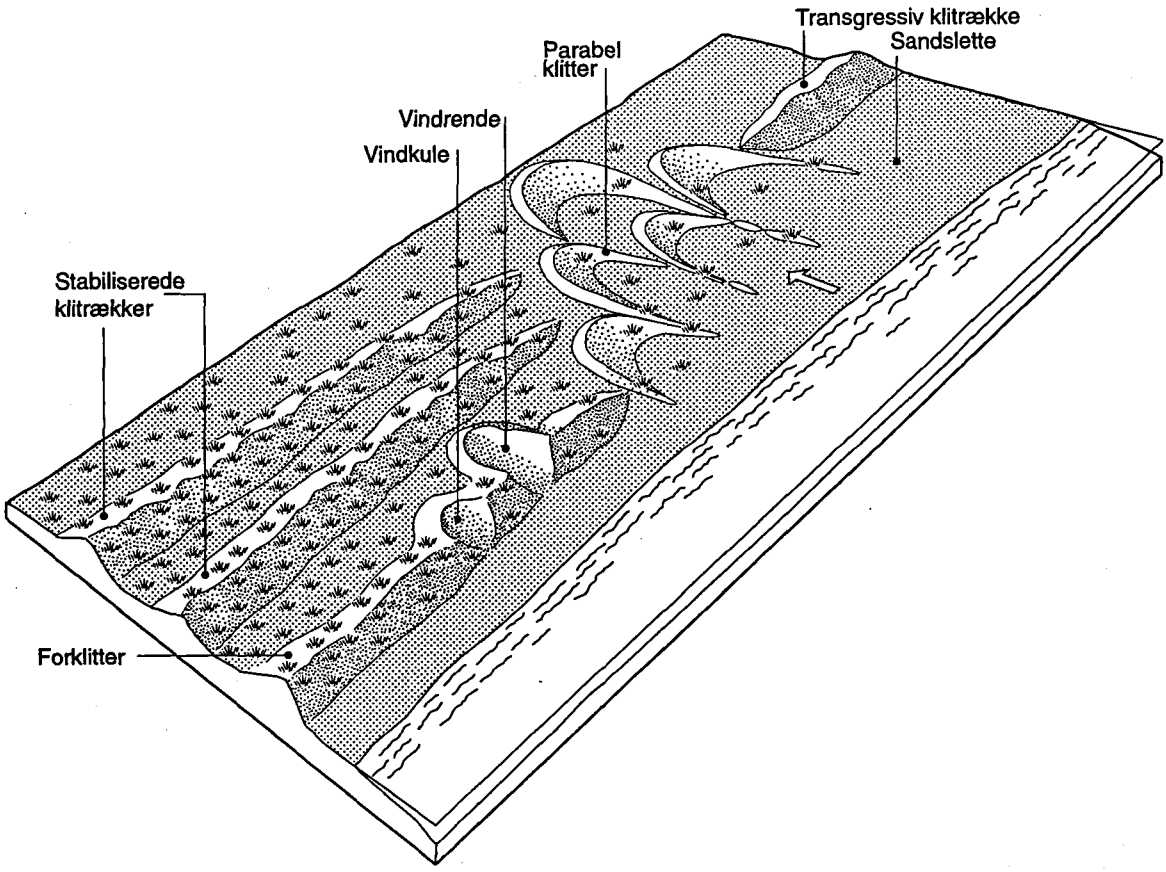

Fig. 6. Almindeligt forekommende klitter langs en prograderende kyststrækning. Parallelle klitrækker dannes hvor successive forklitrækker stabiliseres ved vegetation under kystens udbygning. Under storme eller ved reduktion i plantedækket skabes vindkuler og vindrender. Disse kan udvikle sig til mobile parabelklitter. Ved yderligere reduktion i plantedækket dannes en transgressiv klitrække (efter Bird 1990).

mest stranden og etablerede (eller stabiliserede) klitter længere inde i land (Fig. 6). Disse klitformer kaldes primære klitter og danner ofte kystparallelle klitrækker. De primære kystklitter kan være associerede med forskellige sekundære former som vindkuler, barkaner og parabelklitter (jvf. Bird 1990; Carter, Nordstrom & Psuty 1990).

Kystklitterne i Danmark kan også i store træk inddeles efter ovennævnte skema. Et studium af kystklitterne ved Vejers har f.eks. vist, at den yderste klitrække (forklitten) består af talrige nyskabte sandrygge og sandtunger samt stedfaste hjælmeklitter (Fig. 4; Clemmensen 1986). Hjælmeklitterne udgøres af meget uregelmæssige klitformer med moderat til stejlt hældende klitsider i flere retninger. Længere inde i land følger som hovedregel endnu en klitrække, tæt dækket af vegetation og med flere nu inaktive vindkuler. Flere steder er denne klitrække brudt op i mindre (nu stabiliserede) parabelklitformer. Endnu længere inde i land følger en eller flere generationer af veludviklede parabelklitter, nu alle inaktive og dækket af tæt vegetation (Clemmensen et al. 1996). De største parabelklitter er associeret med udstrakte flade sandsletter, hvor den største, Kallesmærsk Hede, dækker et areal på ca. 50 km^2.

De forskellige klittyper opbygger ofte udstrakte sandhave eller erg-systemer, som beskrevet af Wilson i 1971 og 1973. Disse sandhave er især karakteristiske for de tropiske og subtropiske ørkenbælter, hvor de største af de udstrakte sandhave i Sahara, Saudi Arabien og Australien har arealer mellem 100.000 og 600.000 km^2 (Livingstone & Warren 1996). I tempererede egne, som f.eks. Danmark, dækker klitterne ikke helt så store områder. De største klitområder langs Jyllands vestkyst er områderne ved Vejers (min. 120 km^2), i Thy (næsten 400 km^2) og på Skagen Odde (ca. 140 km^2).

I de seneste år har mange geomorfologer og sedimentologer forsket i de faktorer, der styrer klitternes form, orientering og størrelse. Vigtige faktorer er sedimenttype, sedimenttilgængelighed, vindklima, vegetationsdække og tid (se sammenfattende diskussion i Lancaster 1995). Kystklitternes natur påvirkes endvidere af kystprocesser, og i Holocæn ligeledes af men-

Fig. 7. Råbjerg Miles top i marts 1993 set mod nord. Klitmorfologien påvirkes stærkt af de hurtige skift i vejrforhold i området. I dette eksempel forårsagede kraftig nedbør efterfulgt af stærk vind fra vest erosion på klittens stødside og top. Klitten blev udglattet og interne strukturer blev synlige. Fodspor i forgrunden som skala.

nesket. Klittens orientering styres i mange tilfælde af det såkaldte "gross bedform-normal transport" princip, der siger, at klitryggen (i unimodale til bimodale vindsystemer) vil indstille sig således, at der er mest mulig sandtransport på tværs af klitryggen (Rubin & Hunter 1987).

I Danmark er næsten alle klitfelter idag dækket af vegetation og besidder derfor ikke mobile klitformer. Denne tilstand er dog sikkert forårsaget af stadig tilplantning af de yderste havklitter. Et enkelt sted har én af vandreklitterne (Råbjerg Mile, Skagen Odde) fået lov at udvikle sig naturligt, og studier af Råbjerg Mile kan derfor belyse nogle af de faktorer, der styrer klitmorfologi og klitorientering i et stormdomineret tempereret kystklima.

3.1. Råbjerg Mile

Råbjerg Mile (Fig. 7, 8) nær Kandestederne på Skagen Odde, er Danmarks eneste aktive vandreklit. Klitten må i dag klassificeres som en asymmetrisk, sammensat parabelklit, men i slutningen af sidste århundrede havde klitten en helt anden morfologi og var nærmest at betegne som en barkan (Anthonsen et al. 1996).

Den nuværende klit når en højde på ca. 20 m over den omgivende sandslette. Klitten har en central del og to arme; klittens akse er orienteret ØNØ–VSV. Den sydlige arm er smal og ret lang (50–100 m bred, 900 m lang), mens den nordlige arm er ret bred, men ganske kort (150–200 m bred, 400 m lang). Den sydlige arm er næsten stabiliseret af vegetation, mens den nordlige arm er aktiv og har store partier med løst sand. Den centrale del af klitten (milen) består af en svagt hældende stødside (vestlig hældning ca. 7°), en næsten horisontal klittop og en læside med varierende morfologi. Læsiden når en højde på 6–8 m og har hældninger på godt 30°. Hvor klitten vandrer ind over et ældre klitlandskab udviser læsiden stor morfologisk variation og udvikler ofte store klittunger. Milens stødside og top er ofte overpræget af transverse småklitter (0,5–2 m høje). Denne del af milen er dog karakteriseret af hurtige ændringer i morfologi styret af områdets skiftende vejrforhold (Fig. 7, 8). Også den massive turisme i området præger i betydelig grad klittens morfologi, især i perioder med lave vindhastigheder.

Råbjerg Mile har gennemløbet en bemærkelsesværdig ændring i morfologi de sidste 100 år. Anthonsen et al. (1996) har analyseret denne udvikling v.h.a. geografiske kort, luftfotos og brug af GIS (Arc/Info). Analyserne viser, at Råbjerg Mile er migreret ca. 1 km siden 1887, og at klitten i samme periode har ændret vandringsretning fra at være Ø (100°) til ØNØ (68°). Klitten var en stor barkan mellem 1887 og 1909, men i perioden mellem 1924 og 1945 ændrede Råbjerg Mile sig til en parabelklit. Studier af vinddata (Skagen fyr og Højen fyr) viser, at vindklimaet i området har ændret sig markant i samme periode. Analysen af vindklimaet omfatter en beregning af vindens arbejdsevne udtrykt som driftpotentiale og resulterende driftpotentiale. Udviklingen i vindklimaet omfatter en ændring fra et unimodalt til et næsten polymodalt vindmønster, et midlertidigt fald i vindenergi mellem 1925 og 1940 og en gradvis øgning af sydlige og østlige vinde efter 1909 på bekostning af de nordvestlige vinde. Den resulterende transportretning ændrede sig

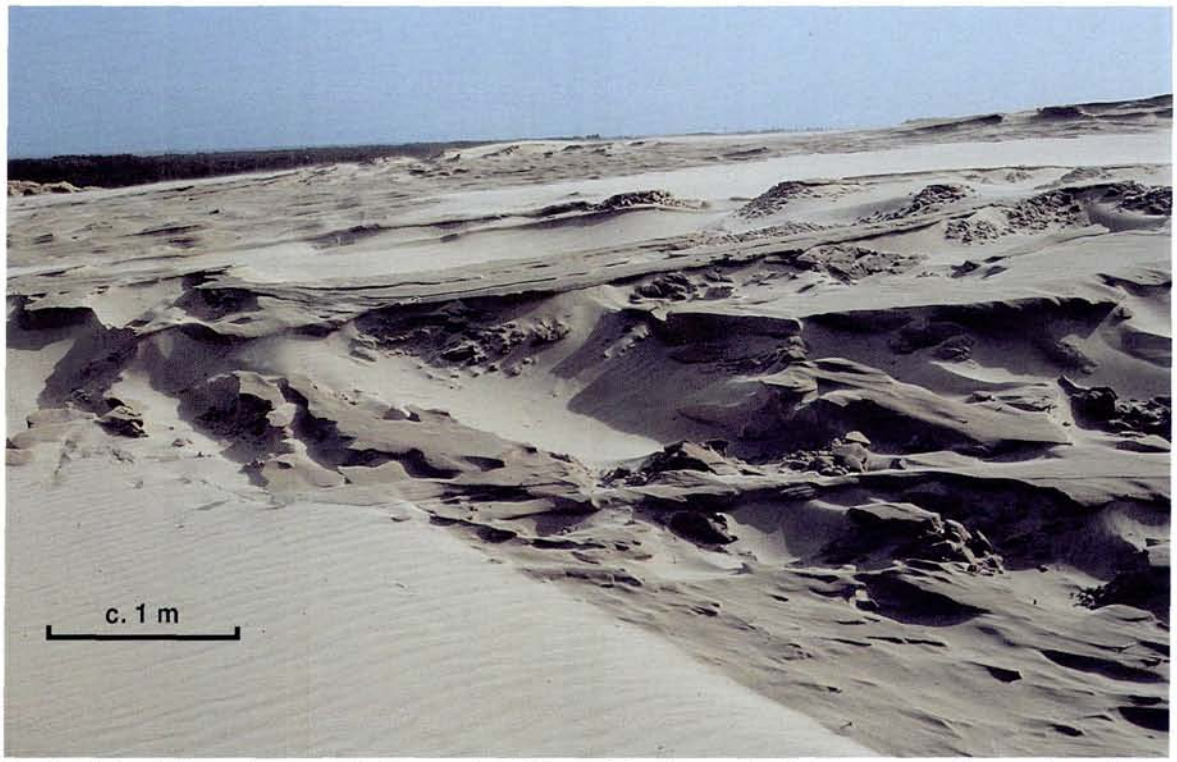

Fig. 8. Råbjerg Miles top i marts 1993. Flere steder på klitten skabte den stærke vind fra vest et markant erosionsrelief og førte til dannelsen af intraformationelle sandklaster af fugtigt sand. Interne strata hældende mod NØ (klitforsæt) kan også iagttages.

fra værende ØSØ i 1887 og 1909 til NØ i 1924, 1966 og 1977 og endelig til NNØ i 1986. Råbjerg Mile var en tværklit mellem 1887 og 1924, og en skråklit i perioden efter 1924. Klittens orientering kan i hele perioden forklares v.h.a. "gross bedform-normal transport" princippet (Rubin & Hunter 1987).

Anthonsen et al. (1996) konkluderer, at ændringen i Råbjerg Miles morfologi efter 1887 er styret af vindklima og den samtidige ændring af vegetationsdække omkring klitten. Den initiale barkanform blev udviklet i et unimodalt højenergi vindklima domineret af vestlige og nordvestlige vinde, mens parabelklitten opstod i en periode (1924–1945) med relativ lav vindenergi, stigende vindvariabilitet og stigende vegetationsdække.

Studierne af Råbjerg Mile er interessante, idet de viser, at selv ganske store klitter kan ændre morfologi og migrationsretning på få år, hvis vindklimaet ændrer sig. Et andet perspektiv ved analyserne af Råbjerg Mile er, at ikke meget af den imponerende klitform bliver bevaret på længere sigt som sedimentær akkumulation. Sandsletten vest for Råbjerg Mile udgør faktisk det sediment, som parabelklitten efterlader, og her skal man ikke forvente at finde mange spor af parabelklittens læsideaflejringer.

4. Kornstørrelse

De fleste klitter består af velsorteret sand med en middelkornstørrelse mellem 0,330 mm og 0,160 mm eller 1,60 og 2,65 phi (ϕ), hvor $\phi = -\log_2 d$, d = kornstørrelse i mm (ϕ-skalaen defineret af Krumbein 1938). Klitsandet består typisk af velafrundede kvartskorn, men i mange tropiske og subtropiske kystområder består klitsandet af marine skaller eller skaldele.

Det er relativt let at samle sandprøver i felten og at analysere prøvernes kornstørrelsessammensætning. Både løse og cementerede sandprøver kan analyseres (se McManus 1988 for en gennemgang af analysemetoder). Den geologiske litteratur indeholder derfor en meget stor datamængde om klitsedimenters kornstørrelse og sortering (f.eks. Ahlbrandt 1979; Goudie, Warren, Jones & Cooke 1987; Lancaster 1987). Folk & Ward (1957) indførte en række kornstørrelsesparametre til beskrivelse af sedimentets middelkornstørrelse, standardafvigelse (sortering), skævhed og kurtosis. Den nemme adgang til computere i dag gør det muligt at beregne tilsvarende momentparametre udfra hele kornstørrelsesfordelingen og ikke kun baseret på bestemte percentiler. Kornstørrelsesdata bliver ofte afbildet som kumulative fordelingskurver. Disse data kan også afbildes i diagrammer, og ofte var det på denne måde muligt at afgrænse recente æoliske se-

Fig. 9. Tekstur og stratifikationstyper, Navajo Sandstone (Jura), Utah. Skævt snit af storskala æolisk skrålejring visende lysegule vindribbe-laminæ overlejret af grå sandskreds-laminæ.

dimenter fra f.eks. fluviale sedimenter (Friedman 1979).

En anden metodik til analyse af kornstørrelsesdata blev udviklet af Visher (1969). Kornstørrelsesdata blev afbildet på såkaldt sandsynlighedspapir og ideen var, at hver kornstørrelsespopulation (krybning, saltation og suspension) på dette kurvepapir ville fremtræde som et ret liniestykke. Sedimenter, aflejret i forskellige miljøer præget af forskellige processer, skulle således afbildes forskelligt på sandsynlighedspapiret. Klitsand er ifølge Visher (1969) og Freeman & Visher (1975) karakteriseret af en dominerende og meget velsorteret saltationspopulation; kornstørrelsespopulationer dannet med krybning og suspension er underordnede og mindre velsorterede. Kornstørrelsesanalyser af klitsedimenter fra Jyllands vestkyst synes dog at vise, at det sjældent er muligt at definere disse kornstørrelsespopulationer entydigt ved denne metode.

Æolisk sand fra nutidige miljøer er ofte bedre sorteret end både fluvialt og marint sand. Disse forhold har gjort, at mange geologer har forsøgt at erkende fossile æoliske aflejringer primært udfra data om sedimenternes kornstørrelse og sortering. Mange sedimentologer har dog gennem årene manet til forsigtighed med hensyn til at anvende kornstørrelsesdata til tolkning af fossile sedimenters aflejringsmiljø. Kritikerne har bl.a. fremført, at kornstørrelsespopulationer ikke er log-normalt fordelte som hævdet af Folk & Ward (1957) og Visher (1969). En gruppe af sedimentologer har derfor udviklet en ny statistisk analysemetode og afbilder kornstørrelsesdata i log-hyperbolske diagrammer (Bagnold & Barnsdorff-Nielsen 1980; Hartmann & Christiansen 1988). Andre kritikere (bl.a. McLaren 1981) har fremført, at et sediments kornstørrelsessammensætning primært styres af kildematerialets natur og i mindre grad af de processer, der virker i aflejringsområdet. Kornstørrelsesanalyser kan derfor, ifølge McLaren (1981), ikke med sikkerhed anvendes til tolkning af fossile sedimenters aflejringsmiljø.

Et andet nok så stort problem er, at det er vanskeligt at indsamle en repræsentativ prøve fra en æolisk aflejring. En række undersøgelser har vist, at sedimenter fra klittens toppunkt ofte er mere finkornede end sedimenter fra klittens nederste dele (se sammenfattende diskussion i Lancaster 1995). Ydermere er der ofte særdeles store teksturelle variationer indenfor det samme område af klitten. Betragter vi klittens læside ses her genetisk forskellige aflejringer, vindribbe-laminæ, kornfalds-laminæ og sandskreds-laminæ (se senere). Disse sedimenttyper besidder næsten altid tydelige forskelligheder i middelkornstørrelse og andre statistiske parametre. Et sidste problem ved anvendelsen af kornstørrelsesdata til tolkning af fossile aflejringsmiljøer er, at kornstørrelsessammensætning kan ændres under diagenesen (kvartscement, feldspat-

Fig. 10. Tekstur og stratifikationstyper, Navajo Sandstone (Jura), Utah. Tværsnit af storskala æolisk skrålejring. Tykke grå sandskreds-laminæ af velsorteret, mellemkornet sand veksler med lysegule vindribbe-laminæ af mindre velsorteret, finkornet sand.

forvitring m.m.). Til illustration af hvor vanskeligt det er at basere en tolkning af miljø primært på data om kornstørrelsessammensætning omtales her en undersøgelse af Navajo Sandstone (Jura), USA.

4.1. Navajo Sandstone

Navajo Sandstone (N. Jura, Coloradoplateauet, USA) er nok verdens mest kendte æoliske formation. Dette skyldes ikke mindst de særdeles spektakulære profilvægge i Zion Nationalpark i Utah. Her ses flere steder 600–700 m høje sandstensvægge opbygget af 5–30 m tykke bænke med skrålejrede klitaflejringer.

Det var dog ikke disse imponerende strukturer, der var hovedemnet for Freeman & Visher (1975), da de tolkede Navajo Sandstone som en marin shelfaflejring. Forfatterne nåede frem til denne overraskende konklusion efter at have analyseret kornstørrelsessammensætningen i 88 sedimentprøver og afbildet disse prøvers kornstørrelsessammensætning på sandsynlighedspapir. Kurverne fra Navajo Sandstone var sammensatte og viste ifølge forfatterne ringe lighed med kornstørrelseskurver af recente klitsedimenter. Derimod viste kurverne stor lighed med kornstørrelseskurver af sedimenter fra tidalt prægede marine miljøer. I sikker tro på, at de teksturelle karakteristika var langt væsentligere end andre sedimentære egenskaber, f.eks. de førnævnte storskala skrålejringer, hyppige overflader med vindribber, deflationsflader m.m., blev Navajo Sandstone derfor tolket som en marin aflejring. Denne tolkning var måske også lidt påvirket af et arbejde om aflejringsmiljøet for Yellow Sands (Perm) i England (Pryor 1971). På baggrund af studier af især sedimentets petrografi konkluderede Pryor, at denne klassiske ørkenaflejring var dannet i et tidalt præget marint miljø. Altså præcis samme aflejringsmiljø som Freeman & Visher (1975) foreslog for Navajo Sandstone. Tolkningen af Navajo Sandstone som tidal aflejring fik dog aldrig mange tilhængere, og efter Hunters arbejde i 1977 om æoliske stratifikationstyper kunne den tidale tolkning af formationen endeligt afvises (Fig. 9, 10; Hunter 1981).

5. Stratifikationstyper

Dannelsen af forskellige stratifikationstyper sker via fire forskellige processer: 1. sandfygning på plane overflader, 2. vindribbemigration, 3. kornfald på hældende, plane læsider, og 4. sandskred på læsider, der

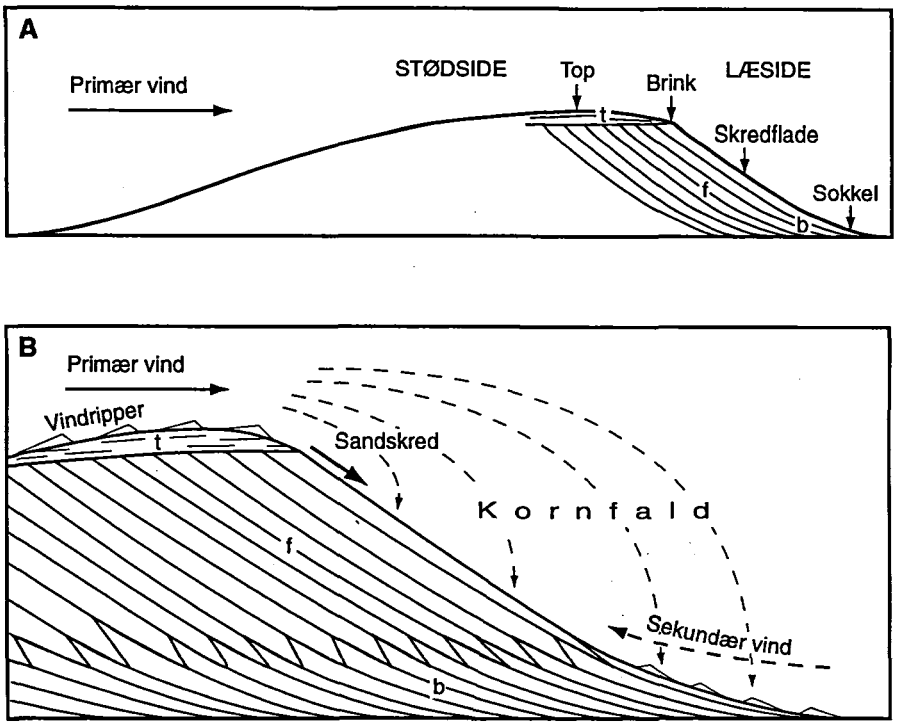

Fig. 11. A) Skematisk tværsnit af relativ lille klit (transvers til skrå bundform) med vigtige morfologisk elementer og interne strukturer; t = topsæt, f = forsæt, b = bundsæt. B) Skematisk tværsnit af relativ lille skråklit (primær vind ikke vinkelret på klitryg), hvor sekundære vinde hyppigt påvirker den nederste del af læsiden. Topsæt (t) består af vindribbe-laminæ, forsæt (f) består af vekslende sandskreds- og kornfalds-laminæ og bundsæt (b) består af vindribbe-laminæ. Baseret på Hunter 1981.

overskrider den kritiske stablingsvinkel (28–34°) (Fig. 1, 11). Disse forskellige processer og sedimenttyper blev allerede i hovedtrækkene beskrevet af Bagnold (1941), men først med Hunters arbejde i 1977 om de interne strukturer i recente kystklitter på Padre Island (barrieø i Texas), blev de enkelte stratifikationstypers karakteristika beskrevet i detaljer. Hunter erkendte følgende hovedtyper: 1. planbunds-stratifikation, 2. vindribbe-stratifikation, 3. kornfalds-stratifikation og 4. sandskreds-stratifikation. Planbunds-stratifikation optræder sjældent, men de tre andre typer er almindelige, og disse stratifikationstyper opbygger de æoliske skrålejringer. Alle stratifikationstyperne besidder karakteristiske sedimentære og teksturelle egenskaber, og de forskellige æoliske stratifikationstyper er blevet kortlagt i en række fossile klitsystemer (jvf. Hunter 1981; Clemmensen & Abrahamsen 1983).

Klitterne på Padre Island er kun i ringe grad præget af vegetation. Mange steder sker klitdannelse imidlertid i områder med en del vegetation. Sandet aflejres på disse klitter via kornfaldsprocesser, eller sjældnere ribbemigration, og der dannes en række stratifikationstyper af diskontinuert eller uregelmæssig natur (jvf. Byrne & McCann 1990). Planterødder gennembryder ofte laminationen og det resulterende sediment virker i mange tilfælde strukturløst (Fig. 2).

Under fugtige overfladeforhold kan der dannes forskellige typer af adhæsionsstrukturer, men disse strukturer er mere almindelige i interklit- og sandsletteområder eller på tørlagte flodbarrer (f.eks. Olsen, Due & Clemmensen 1989). I visse klitaflejringer ses også sporfossiler. Sporfossiler i fossile ørkenklitaflejringer er f.eks. beskrevet af Clemmensen & Abrahamsen (1983), Ekdale & Picard (1985), Clemmensen & Blakey (1989) og Gradzinski & Uchman (1994). Ofte er det vanskeligt (eller umuligt) at identificere sporskanneren, men i pleistocæne kystklitaflejringer på Mallorca ses talrige og meget velbevarede klovspor fra geder (Fornos, Pomar & Rodriguez-Perea (1986).

Klitsedimenter er nært associeret med andre æoliske sedimenttyper. Disse aflejringer omfatter interklit- (eller interdraa-) sandslette- og sabkhasedimenter og indeholder ofte vindribbe-laminæ (hvilket letter en tolkning af fossile sedimenter som æoliske), men derudover ses andre karakteristiske æoliske strata bl.a. granuleribbestrukturer, som ikke kendes fra klitaflejringerne (se bl.a. Clemmensen & Abrahamsen 1983; Clemmensen, Olsen & Blakey 1989; Olsen et al. 1989; Clemmensen & Dam 1993).

Fordelingen af de forskellige stratifikationstyper i fossile klitaflejringer giver oplysning om klittype og klitprocesser (jvf. Hunter 1981; Kocurek 1991), og det er ofte muligt at skelne mellem tværklitter (f.eks. barkaner), skråklitter og længdeklitter. Tværklitter er, ideelt set, karakteriseret af stejle, angulære skrålejringer med vekslende sandskreds- og kornfaldslaminæ. Mængden af kornfalds-laminæ afhænger af klithøjde og vindstyrke samt af hyppigheden af vinde, der ikke er vinkelret på klitryggen (sidevinde). Skråklitter er typisk repræsenteret ved stejle, tangentielle

Fig. 12. Æoliske stratifikationstyper, Corrie Sandstone (Perm), Skotland. To sæt med æolisk skrålejring. Begge sæt indeholder lyse sandskreds-laminæ af mellem-grovkornet sand og røde laminæ (hovedsageligt dannet ved kornfaldsprocesser) af finkornet sand.

skrålejringer, hvor øverste del af det skrålejrede sæt (forsæt) opbygges af vekslende sandskreds- og kornfalds-laminæ og nederste del (bundsæt + tåsæt) af vindribbe-laminæ (Fig. 11). Længdeklitter og stjerneklitter er i mange tilfælde repræsenteret af skrålejringer udelukkende opbygget af vindribbe-laminæ. Dette skyldes, at stejle læsider med skredflader kun optræder i de øverste topografiske niveauer på disse klitter og derfor sjældent bevares (jvf. Kocurek 1991). Mange æoliske skrålejringer er rytmisk opbygget og f.eks. karakteriseret af vekslende sandskreds-laminæ og vindribbe-laminæ. Disse sedimentationsmønstre afspejler kortvarige (daglige til årlige) variationer i vindhastighed eller vindretning (jvf. Hunter & Rubin 1983; Hunter & Richmond 1988).

De forskellige æoliske stratifikationstyper er som hovedregel nemme at identificere i fossile æoliske aflejringer. Dette gælder specielt i æoliske formationer, der er i besiddelse af et bredt kornstørrelsesspektrum. Til illustration af disse forhold omtales her Corrie Sandstone, Skotland.

5.1. Corrie Sandstone

Corrie Sandstone (Perm), Arran, Skotland, repræsenterer et indlandssandhav med relativt grovkornede tværklitter og draaformer. Sandhavet var nært associeret med grovklastiske alluviale vifteaflejringer (Clemmensen & Abrahamsen 1983; Clemmensen & Hegner 1991). Klitaflejringerne er opbygget af sandskreds-, vindribbe- og kornfalds-laminæ (Fig. 12, 13). Analyser af udvalgte stratifikationstyper har vist, at de mest grovkornede sandskreds-laminæ har en gennemsnitlig kornstørrelse på 0,69ϕ (0,62 mm!), vindribbelaminæ på 1,81ϕ (0,29 mm) og kornfalds-laminæ på 2,36ϕ (0,19 mm). Analyserne viser endvidere, at sandskreds-laminæ er bedre sorterede end vindribbe- og kornfalds-laminæ (Clemmensen 1991). Den store forskel i kornstørrelse m.m. mellem de undersøgte stratifikationstyper er resultat af forskellige sedimentationsprocesser på klittens læside. Sandskreds-laminæ er næsten udelukkende opbygget af korn transporteret til klittens toppunkt via bundtransport (krybning + reptation). Disse korn skrider periodevis ned ad klittens læside, når den kritiske stablingsvinkel (28–34°) overskrides, og danner veldefinerede sandskredstunger. Kornfalds-laminæ er i modsætning hertil næsten udelukkende opbygget af korn aflejret fra "suspension" på klittens læside under høje vindstyrker. Vindribbe-laminæ indtager en særstilling ved ofte at be-

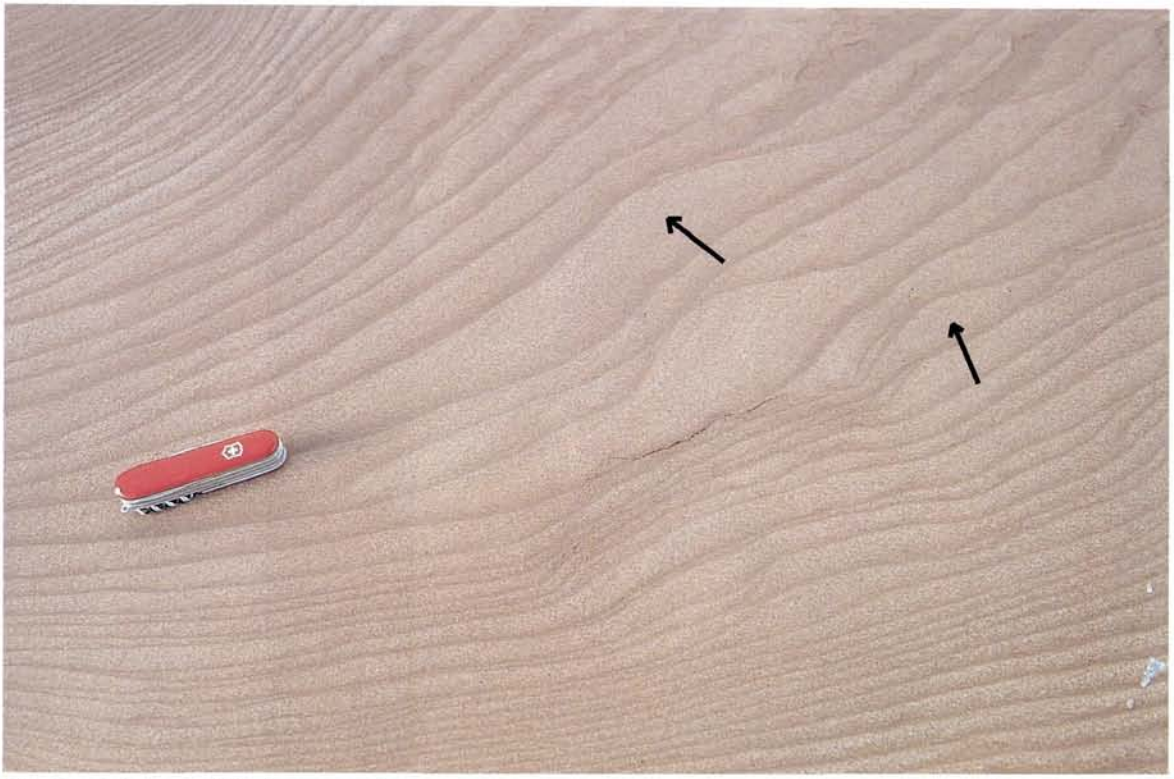

Fig. 13. Æoliske stratifikationstyper, Corrie Sandstone (Perm), Skotland. Vindribbe-laminæ set i skråsnit, hvorved den tilsyneladende tykkelse af de enkelte laminæ bliver forøget. Bemærk den inverse gradering (mørk rød til lys rød), den svage udvikling af interne ribbeforsæt og den lokale tilstedeværelse af asymmetriske ribbeformer (pile).

sidde en bimodal kornstørrelsesfordeling. Den mest grovkornede population tilskrives en kombination af krybning og reptation, mens den mest finkornede population omfatter suspensionsfragten.

De æoliske stratifikationstyper fremhæves i felten af diagenetisk styrede farveforskelle. Sandskreds-laminæ er således lyse, yderst velsorterede og karakteriseres af mellem til grovkornet sand (Fig. 12). Kornfalds-sedimenterne er røde, ret ensfarvede laminæ og vindribbe-laminæ ses som røde, tofarvede laminæ (Fig. 13). I vindribbe-laminæ er farveforskellen tydeligt relateret til kornstørrelse, således at den øverste del af det enkelte lamina består af lys rød fin-mellemkornet sand, mens den basale del udgøres af mørk rød, meget finkornet sand eller silt. Det giver ophav til en karakteristisk nålestribet lamination (eng.: pin-stripe lamination). Tykkelsen af de forskellige stratifikationstyper varierer meget. Sandskreds-laminæ har typisk en tykkelse mellem 10 mm og 50 mm, kornfaldslaminæ mellem 1 mm og 20 mm (tykkeste laminæ dog sammensatte) og vindribbe-laminæ mellem 0,5 mm og 4 mm.

Clemmensen & Abrahamsen (1983) tolkede på basis af indledende studier af stratifikationstyperne i Corrie Sandstone, at der hovedsageligt var tale om transverse bundformer (mange sandskreds-laminæ). Højden af de fossile klitter varierede sandsynligvis meget som antydet ved variationen i bevaret sættykkelse (mindre end 1 m til ca. 15 m) og den store spredning i sandskreds-laminæs tykkelse (10–70 mm). Tilstedeværelsen af veludviklede bundsæt med vindribbelaminæ i mange sæt tyder på, at klitterne i det mindste lejlighedsvis var påvirket af sæsonbestemte skråvinde eller sidevinde, mens tilstedeværelsen af kornfaldslaminæ mellem sandskreds-laminæ i mange sæt synes at vise, at disse klitter blev dannet under relativt stærke storme. Også de store kornstørrelser i sandskreds-laminæ peger mod aflejring under høj-energi forhold.

6. Sedimentære strukturer

Et af de mest iøjnefaldende karaktertræk ved de fleste æoliske formationer er den hyppige tilstedeværelse af storskala skrålejring (krydslejring). Ingen andre klastiske aflejringssystemer kan fremvise skrålejringer af samme størrelse og sedimentær kompleksitet som æoliske aflejringer, og med fare for at virke subjektiv, vil jeg hævde, at de æoliske skrålejringer også hører til blandt de smukkeste sedimentære strukturer i den stratigrafiske lagsøjle.

Fig. 14. Sedimentære strukturer i Yellow Sands (N. Perm), England. Storskala æolisk skrålejring set i snit parallelt med den resulterende transportretning (mod SV). De skrålejrede sedimentære enheder er i dette snit begrænset af næsten plane grænseflader (pile). Hvert skrålejret sæt udgør et klit-element.

Sandskreds-laminæ består af mellem til grovkornet sand med kornstørrelser op til 1 mm, hvilket tyder på aflejring under høj-energi forhold. Forsættenes rumlige orientering er bimodal med en gruppe af forsæt hældende mod nordvest (313°) og en anden gruppe af forsæt hældende mod syd (171°). Den overordnede resultant for alle målte forsæt er mod sydvest (238°). Sætgrænserne hælder enten mod nordvest eller sydøst.

Ved hjælp af computersimulering af de interne strukturer iagttaget i Yellow Sands nåede Chrintz & Clemmensen (1993) frem til, at disse klitter var reverserende sinusformede længdeklitter. Klitryggene krabbede sideværts, skiftevis mod syd og nordvest, samtidig med at de sinusformede elementer bevægede sig "nedvinds" (mod sydvest). Længdeklitterne kan klassificeres som longitudinale bundformer, da deres orientering var parallel med den resulterende transportretning. De longitudinale klitter blev dannet i et bimodalt vindmønster med skiftende (sandsynligvis sæsonbestemte) vinde fra nord og sydøst.

7. Sedimentær arkitektur og grænseflader

Den tredimensionale sedimentære opbygning af æoliske formationer er af hierarkisk natur (Chandler, Kocurek, Goggin & Lake 1989; Clemmensen 1991; Chrintz & Clemmensen 1993). Den tredimensionale sedimentære opbygning af fossile æoliske aflejringer (også benævnt æolisk arkitektur) kan analyseres på fire niveauer: mikro-skala (kornstørrelsesvariationer indenfor de enkelte stratifikationstyper), meso-skala (stratifikationstypernes rumlige fordeling), makro-skala (den rumlige fordeling af otte fundamentale arkitektur-elementer, se senere), mega-skala (den rumlige fordeling af æoliske etager eller af erg-elementer).

Studier af en aflejrings æoliske arkitektur danner basis for tolkningen af de æoliske sedimenters dannelsesforhold på forskellige tidsmæssige og fysiske niveauer. Undersøgelser af mikro-skala kornstørrelsesvariationer inden for de enkelte stratifikationstyper giver oplysninger om de fundamentale æoliske aflejringsprocesser (varighed sekunder til minutter). Den karakteristiske inverse gradering i vindribbe-laminæ tolkes således som resultat af reptationsprocessen, der bevirker at de største kornstørrelser koncentreres på ribberyggene (Bagnold 1941; Hunter 1977; Schenk 1983; Fryberger & Schenk 1981, 1988). Studier af de

Det skrålejrede sæt dannes ved klitmigration og under nettosedimentation (bundformen migrerer og har en positiv klatrevinkel). Geometrien af de skrålejrede sæt afspejler klittens morfologi og adfærd (dynamik) gennem tid. Der skelnes således mellem to- eller tredimensionale, invariable eller variable, transverse, skrå eller longitudinale og simple eller sammensatte bundformer, og de resulterende interne strukturer kan ligeledes klassificeres som to- eller tredimensionale osv. (jvf. Rubin 1987). Hvis de resulterende skrålejrede sæt har en plan nedre sætgrænse beskrives de som planare sæt, og hvis de har en trugformet nedre sætgrænse beskrives de som trugformede sæt (jvf. McKee & Weir 1953).

Tolkning af æolisk skrålejring udgør et centralt punkt i de fleste arbejder om æoliske aflejringssystemer. Tolkning kan ske ved direkte sammenligning med interne strukturer i recente klitter, ved analyser af forsæt og grænsefladers rumlige fordeling i fossile aflejringer eller ved computerbaseret geometrisk analyse (jvf. Kocurek 1991).

Der findes desværre kun få detaljerede beskrivelser af de interne strukturer i recente klitter. Problemet er simpelthen, at profilvægge i løst klitsand hurtigt skrider sammen og umuliggør observationer af de interne strukturer. Kun i sjældne tilfælde er det muligt at observere de interne strukturer i stor skala. Det klassiske eksempel er svagt hærdnede gipsklitter i White Sands, New Mexico, hvor stabile profilvægge kunne etableres og de sedimentære strukturer beskrives i detaljer i flere forskellige klittyper (McKee 1966). Andre arbejder beskriver de interne strukturer i sandklitter, der er blevet vædet af regn for senere at få de øverste sandlag borteroderet under det efterfølgende tørvejr. Derved blotlægges de interne strukturer og detaljerede studier er mulige (f.eks. Tsoar 1982, 1983; Fryberger 1991). Vindkuler langs den jyske vestkyst viser også tit fine snit af kystklitternes interne strukturer.

I få tilfælde er den oprindelige morfologi af fossile klitter bevaret i tilstrækkelig grad til at klitformen kan bestemmes. Det gælder f.eks. kuppelformede klitter fra Prækambrium i Sydgrønland (Clemmensen 1988) og klintkontrollerede kystklitter fra Pleistocæn på Mallorca. Disse sidstnævnte klitter består af kalkholdigt skalmateriale og på grund af tidlig cementering er den totale klitform (op til 30 m høj) bevaret. Senere anlæg af stenbrud i disse klitter har gjort, at bundformernes interne strukturer kan studeres i tre dimensioner.

Målinger på forsætorientering har været anvendt i flere arbejder til at tolke klittype. Glennie (1970) skelnede mellem barkaner og seifklitter og illustrerede den forskellige orientering af forsæt i disse to klittyper i relation til resulterende vindretning. Ud fra den ide, at alle fossile klitter var af enten barkantype eller seiftype, analyserede Glennie (1983) data fra Rotliegend-borekerner i Nordsøen og nåede frem til, at den nordlige del af bassinet var præget af NV vinde, mens den sydlige del af bassinet var præget af NØ vinde. Glennies tolkning af klittyper og palæovindmønster i Rotliegendbassinet blev dog få år senere stærkt kritiseret af Steele (1985).

De fleste tolkninger af fossile klitstrukturer var forholdsvis generelle og unuancerede indtil Rubins arbejde i 1987 om anvendelse af computergrafisk geometrisk analyse til beskrivelse af relationerne mellem bundforms morfologi, migration og resulterende interne strukturer. Rubin beskriver de interne strukturer i 79 teoretiske eksempler. Bundformerne varierer fra simple og invariable (ingen ændring i adfærd med tid) til sammensatte og variable. Computerprogrammet udtegner de resulterende strukturer i blokdiagrammer, der kan roteres, og strukturers og grænsefladers rumlige orientering vises i cirkeldiagrammer. Rubins arbejde danner basis for nye, detaljerede tolkninger af fossile klitters morfodynamik. Til illustration af denne nye metodik omtales her en analyse af Yellow Sands, England.

6.1. Yellow Sands

De sedimentære strukturer i Yellow Sands (N. Perm) i det nordøstlige England kan studeres i detaljer i en række store sandgrave nær den gamle universitetsby Durham. Bortset fra Pryor (1971) har alle opfattet de spektakulære strukturer som æoliske, men de æoliske strukturer er blevet tolket på flere måder (se sammenfatning i Chrintz & Clemmensen 1993).

Den dominerende struktur i Yellow Sands er storskala trugformet skrålejring (Fig. 14, 15). Disse strukturer karakteriserer det sand, som opbygger et klitelement (se senere). De skrålejrede klit-elementer er associeret med forholdsvis sjældne aflejringsenheder med horisontal til svagt hældende lamination (interklit-elementer, se senere) og opbygger udbredte 10–40 m tykke sammensatte enheder, der danner langstrakte sandakkumulationer (draa-elementer, se senere).

I flere af sandgravene er det muligt at iagttage de æoliske sedimenter i profilvægge af flere hundrede meters længde og i snit, der varierer i forhold til sandakkumulationers udstrækning. Her skal primært de sedimentære karakteristika af klitaflejringerne gennemgås. En sammenfattende beskrivelse af formationens æoliske arkitektur og sedimentære aflejringshistorie følger senere i afsnit 7.3. I snit vinkelret på sandakkumulationers længdeakse ses klitstrukturerne som skrålejrede enheder med en asymmetrisk trugformet nedre grænse (Fig. 15). De asymmetriske sæt ses både i venstrevendte og højrevendte udgaver og sættene udviser ofte sammenflettede kontakter. I længdesnit ses klitaflejringerne som tabulære sæt med en horisontal eller svagt bølgende nedre grænseflade (Fig. 14). Sætgrænserne klatrer svagt opad i transportretningen. Sættene opbygges af ret stejle forsæt af sandskreds- (dominerede) og kornfalds-laminæ; disse går gradvist over i tåsæt og bundsæt af vindribbe-laminæ.

Fig. 15. Sedimentære strukturer i Yellow Sands (N. Perm), England. Storskala æolisk skrålejring set i to snit begge nær vinkelret på den resulterende transportretning (mod SV). De skrålejrede sedimentære enheder i dette snit er begrænset af trugformede grænseflader (pil). De overlejrende klit-elementer danner et draa-element.

forskellige æoliske stratifikationstypers fordeling i de enkelte skrålejrede sæt (meso-skala arkitektur) fortæller om aflejringsprocesserne på klittens læside (varighed timer til år). Analyser af makro-skala æoliske arkitektur-elementer giver oplysning om bundformdynamik eller ergdynamik i en moderat lang tidsperiode (typisk 10^1–10^3 år), mens sedimentologisk kortlægning af den æoliske mega-skala arkitektur giver basis for en tolkning af sandhavets (eller ørkensystemets) udvikling over en meget lang tidsperiode (typisk 10^4–10^6 år). Analyser af den tredimensionale sedimentære arkitektur af æoliske formationer supplerer den klassiske en- eller todimensionale facies analyse og giver en mere fuldstændig beskrivelse af en æolisk aflejring.

7.1. Æoliske grænseflader

I forbindelse med analyser af den sedimentære arkitektur af æoliske formationer er det vigtigt at beskrive og tolke grænsefladerne mellem de arkitektoniske elementer korrekt. Æoliske grænseflader kan defineres som erosionsflader, der adskiller æoliske sedimenter af samme eller væsensforskellig karakter og genese. Disse grænsefladers natur har været genstand for stor sedimentologisk interesse siden Stokes klassiske arbejde fra 1968 om de udbredte plane grænseflader i de æoliske formationer på Coloradoplateauet. Forskellige klassifikationssystemer er blevet foreslået. Et meget anvendt system baserer sig på Brookfields artikel fra 1977, hvor tre typer af grænseflader i æoliske aflejringer blev erkendt: første-ordens flader mellem draasedimenter, anden ordens-flader mellem klitaflejringer og tredie-ordens flader (eller reaktiveringsflader) inden for de enkelte klitsæt. Talbot (1985) og senere Kocurek (1988) udbyggede dette system og indførte en såkaldt superflade ("super surface") som adskillelse mellem forskellige ergaflejringer. Disse klassifikationssystemer er nummeriske; uheldigvis anvender sedimentologer også en nummerisk inddeling af grænseflader i fluviale aflejringer (jvf. Miall 1985, 1988), men her er første-ordens fladen den mest underordnede grænseflade. Dette kan naturligvis give anledning til forvirring specielt i forbindelse med analyser af blandede æoliske og fluviale aflejringssystemer.

Clemmensen (1991) og Clemmensen & Dam (1993) gjorde opmærksom på, at grænseflader kan klassificeres både efter strukturelle forhold og efter dannelsesforhold. Det synes derfor mest logisk at klassificere de æoliske grænseflader i flere faser. Først foretages (fase I) en generel hierarkisk inddeling af grænse-

Fig. 16. Sedimentær arkitektur og æolisk stratigrafi, Wingate Sandstone (Jura), nordlige Arizona. Den æoliske aflejring danner 3 erg-elementer adskilt af udbredte erg-ordens grænseflader (pile). Hvert erg-element består af en eller flere æoliske skrålejringer hver opbygget af forsæt, tåsæt og bundsæt. Bundsæt og tåsæt er typisk af meget kompleks natur. Aflejringerne repræsenterer den centrale del af et erg-system. Forsæt hælder mod ØSØ. Geolog som skala (i cirkel).

fladerne efter en strukturel analyse af den undersøgte aflejring. For at undgå en nummerisk klassifikation kan grænsefladerne navngives efter den overliggende æoliske aflejring. På denne måde defineres: erg-ordens flader, draa-ordens flader, interdraa-ordens flader, klit-ordens flader, interklit-ordens flader og stratifikation-ordens flader. Erg-ordens fladen svarer til superfladen, draa- og interdraa-ordens fladerne svarer til første-ordens fladerne, klit- og interklit-ordens fladerne svarer typisk til anden-ordens fladen og stratifikation-ordens fladen svarer til tredie-ordens fladen eller reaktiveringsfladen. Sandslette- og sabkha-ordens fladen er ikke benævnt i de tidligere klassifikationssystemer, men hvis sabkha- eller sandsletteaflejringer danner den initiale sedimentære enhed i en ny ergaflejring, benævnes den nedre begrænsende flade naturligvis en erg-ordens flade eller en superflade.

Mange af grænsefladerne kan yderligere klassificeres på basis af dannelsesproces (fase II), proces-kontinuitet (fase III), eller sedimentbudget (fase IV). I fase II kan der f.eks. erkendes migrationsflader (erosionsflader dannet ved klitmigration), sandflugtsflader (erosionsflader på grænsen mellem akvatiske (nederst) og æoliske aflejringer; dannet ved æolisk erosion under sandflugtsperioder) og Stokesflader (erosionsflader dannet ved æolisk erosion til et niveau, der styres af grundvandsstanden). I fase III kan fladerne yderligere klassificeres efter proces-kontinuitet, og der skelnes mellem kontinuitetsflader (flader dannet under relativ kontinuert sedimentation), pauseflader (flader dannet under et relativt kortvarigt sedimentationsstop), og hiatusflader (flader dannet under et langvarigt sedimentationsstop). Endelig kan fladerne (fase IV) inddeles i forskellige typer efter sedimentbudget. Der kan skelnes mellem tilvækstflader (flader dannet under en periode med et overvejende positivt sedimentbudget), deflationsflader (flader dannet i forbindelsen med et negativt sedimentbudget), ligevægtsflader (flader dannet i forbindelse med et neutralt sedimentbudget) og stabiliseringsflader (flader dannet ved cementering eller tilgroning og ligeledes repræsentative for et system med et neutralt sedimentbudget).

I de senere år er det især erg-ordens fladerne eller superfladerne (Fig. 16), der har været genstand for interesse, og specielt analyser af de vidtstrakte ergaflejringer fra Jura på Coloradoplateauet har bidraget til viden om disse fladers natur og genese (jvf. Langford & Chan 1988; Clemmensen & Blakey 1989; Clemmensen et al. 1989; Havholm & Kocurek 1994).

De omtalte klassifikationssystemer er genetiske.

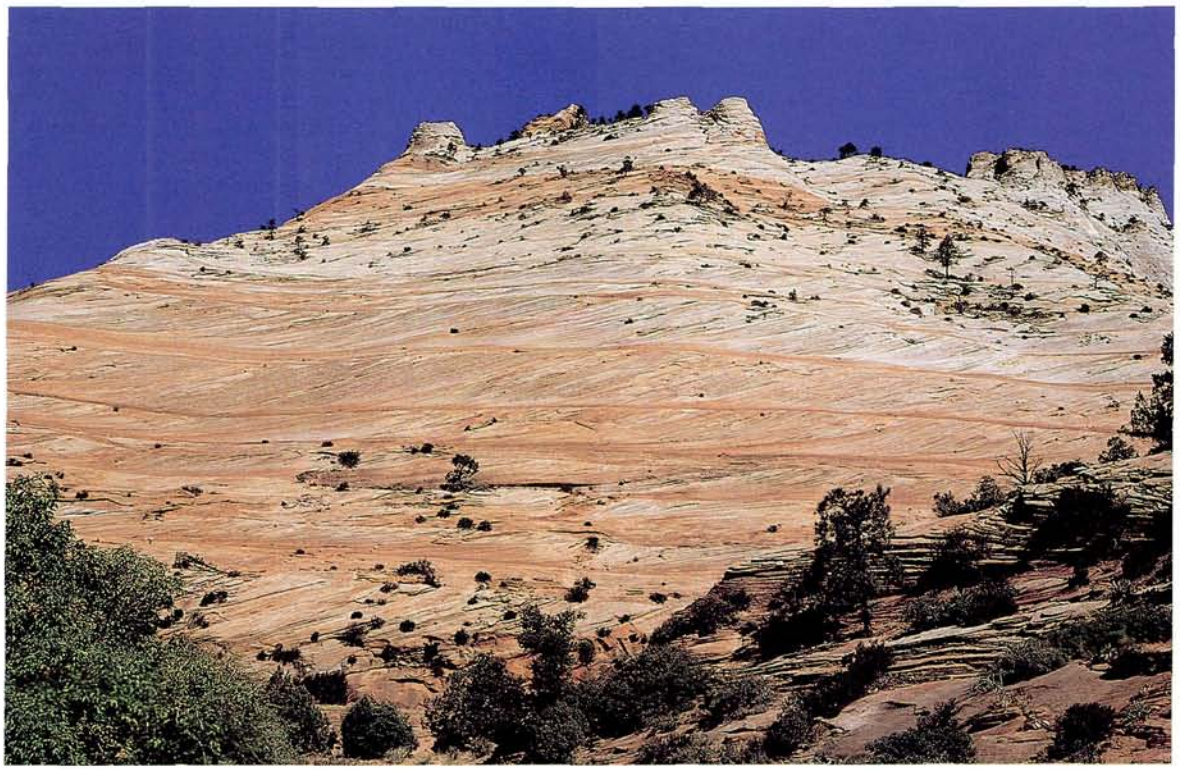

Fig. 17. Æolisk stratigrafi og bassinanalyse, Navajo Sandstone (Jura), Utah. Profilvæg i Zion Nationalpark visende flere hundrede meter tykke æoliske aflejringer (æoliske sæt er ca. 10 m tykke). Disse aflejringer repræsenterer den centrale del af et erg-system, der blev dannet (og bevaret) i et forlandsbassin i en periode med maksimal tektonisk indsynkning (Allen et al. 1997). Æolisk sandtransport var mod syd.

Navngivning af en grænseflade kræver derfor, at sedimentologen har opfattet den sedimentære opbygning af den æoliske formation korrekt. Erg-ordens flader kan f.eks. let forveksles med draa-ordens flader. Det er derfor vigtigt at have en række kriterier til at adskille de to typer af grænseflader. Erg-ordens fladerne bør være af regional udbredelse (skal kunne karteres fra et profil til det næste) og repræsenterer pr. definition en afbrydelse i erg-akkumulationen. Fladerne og associerede sedimenter besidder tit følgende karaktertræk: 1) cementering, 2) jordbundsdannelse, 3) evaporitmineraler, 4) polygonale frakturer, 5) bioturbation eller rodstrukturer, 6) grovkornet sediment (eng.: lag deposit) eller granuleribber (jvf. Kocurek 1988).

7.2. Makro-skala æolisk arkitektur

Til beskrivelse af makro-skala arkitekturen i fossile æoliske aflejringer definerede Clemmensen (1991) og Chrintz & Clemmensen (1993) otte fundamentale æoliske arkitekturelementer. Elementerne er tredimensionale aflejringsenheder; elementerne danner et hierarkisk system og benævnes: erg-elementer, draa-elementer, interdraa-elementer, klit-elementer, interklit-elementer, sandslette-elementer, sabkha-elementer og stratifikations-elementer. Stratifikations-elementer danner subelementer i de andre mere overordnede arkitekturelementer (f.eks. subelementer i klitaflejringer) og beskrives ikke yderligere her. Elementerne navngives efter detaljerede feltstudier af de begrænsende fladers udbredelse og karakteristika, og sandlegemernes eksterne geometri og interne opbygning (stratifikationstyper og sedimentære strukturer). Terminologien er genetisk, hvilket inderbærer at feltarbejdet skal føre frem til en tolkning af aflejringsenhedens genese.

7.2.1. Erg-elementet

Dette element er det mest overordnede arkitekturelement og elementet repræsenterer sediment akkumuleret i et æolisk sandhav, også benævnt erg (erg er et arabisk ord for et ørkenområde dækket af klitter, Wilson 1971, 1973). Geomorfologer sætter normalt en nedre grænse for ergmiljøers areal ved 125 km^2 (Fryberger & Ahlbrandt, 1979); æoliske miljøer med en mindre udbredelse benævnes klitfelter. Elementet kan svare til en hel æolisk formation, eller mere almindeligt til veldefinerede enheder (æoliske etager) i en æolisk formation (Fig. 16). Elementets tykkelse

varierer meget og typiske tykkelser ligger mellem 10 og 50 m (jvf. Clemmensen et al. 1994). Porter (1987) tolkede hele Navajo Sandstone og associerede enheder som et erg-element med en maksimal tykkelse på 600–700 m. Senere feltanalyser af formationen har dog vist, at den er opbygget af tre genetisk forskellige sedimentære enheder, med en maksimal tykkelse på 300 m (Verlander, 1994). Hver af disse enheder repræsenterer sandsynligvis en selvstændig ergaflejring. De største erg-elementer dækker arealer på mere end 100.000 km^2, f.eks. Wingate Sandstone og Navajo Sandstone på Coloradoplateauet. Andre erg-elementer, som f.eks. dem der opbygger Hopeman Sandstone i Skotland, er af mere begrænset arealmæssig udbredelse (jvf. Clemmensen 1987).

Erg-elementet er typisk opbygget af flere overlejrende skrålejrede sæt repræsenterende længerevarende aflejring i klit- eller draasystemer (Fig. 17, 18). Interklit- eller interdraa-elementer kan være tilstede især hvis den æoliske akkumulation skete under relativt fugtige overfladeforhold. En del erg-elementer indeholder sandslette-elementer i de basale eller øverste dele, ligesom sandslette-elementer er hyppige i de randnære dele af et erg-element. De forskellige ergelementer i Wingate Sandstone i Arizona er således opbygget næsten udelukkende af skrålejrede klit- og draasedimenter i den centrale del af aflejringssystemet, mens sandslettesedimenter er meget almindelige i de marginale dele af ørkensystemet (Fig. 16; Clemmensen & Blakey 1989; Clemmensen et al. 1989).

Erg-elementerne begrænses af erg-ordens grænseflader (superflader), eller hvis de æoliske enheder overlejres af akvatisk sedimenter, af transgressionsflader eller oversvømmelsesflader. Detaljerede analyser af disse grænseflader er vigtige og kan give oplysning om de forhold, der førte til afbrydelser i ergsystemets vækst.

7.2.2. Draa-elementet

Draa-elementet og det genetisk associerede interdraaelement danner de næste aflejringesenheder i det hierarkiske system. Draa-elementet repræsenterer sedimenter fra sammensatte klitformer, også benævnt draaformer. Draa-elementet overlejrer ideelt set underliggende interdraasedimenter med en gradvis kontakt, men hvis interdraasedimenterne ikke er bevaret ses en erosiv kontakt til det underliggende draa-element. Elementet har typisk tykkelser mellem 5 og 30 m; elementets tykkelse og geometri reflekterer primært de tilhørende bundformers morfologi og dynamik. Hvis f.eks. todimensionale transverse draaformer migrerer nedvinds i forbindelse med et positivt sedimentbudget dannes en udstrakt tæppeformet sandbænk. Tykkelsen af bænken afspejler klatrevinklen såvel som bundformernes højde og bølgelængde (jvf. Rubin & Hunter 1982; Kocurek & Havholm 1993).

Draa-elementerne er typisk opbygget af klitelementer dvs. karakteriseret af sammensat skrålejring (Fig. 15) og kun sjældent af et enkelt skrålejret sæt. Lateral variation i sedimentær opbygning af elementet er ofte stor. Den interne arkitektur af draa-elementet afspejler den sammensatte bundforms morfodynamik. Ved sedimentære analyser af de interne strukturer og tilhørende grænse-fladers rumlige orientering er det ideelt set muligt at rekonstruere bundformernes morfologi samt bundformernes bevægelsesretning(er). Denne rekonstruktion er dog som regel kun mulig i forbindelse med computergrafiske eksperimenter af sætgeometri (f.eks. Rubin 1987).

7.2.3. Interdraa-elementet

Dette element er tæt associeret med draa-elementet og interdraa-elementet repræsenterer sediment akkumuleret på interdraafladen. Interdraa-elementet har en aflejringskontakt til det overliggende draa-element, men en erosiv grænseflade til det underliggende draaelement. Baseret på publicerede eksempler har disse interdraasedimenter typiske tykkelser på 0,1–5 m (Kocurek 1981; Middleton & Blakey 1983; Clemmensen 1989; Crabaugh & Kocurek 1993). I flere tilfælde har det dog vist sig, at formodede simple interdraasedimenter i realiteten repræsenterede sammensatte interdraa-sedimenter eller måske mere korrekt sandslettesedimenter (f.eks. Clemmensen & Hegner 1991).

Elementet er typisk opbygget af horisontale til svagt hældende æoliske strata, men akvatiske strata er rapporteret fra enkelte af disse elementer. Baseret på tilstedeværende stratifikationstyper kan der skelnes mellem tørre og fugtige interdraasedimenter. Der har i de seneste år været en del debat om interdraa- og interklitaflejringers bevaringspotentiale. På basis af studier af recente relativt små draa- og klitformer og associerede interdraa- og interklitflader på Padre Island, Texas konkluderer Kocurek, Townsley, Yeh, Havholm & Sweet (1992), at tørre interdraa- og interklitsedimenter har et meget ringe bevaringspotentiale. Sedimenterne på disse flader anvendes simpelthen til opbygning af de æoliske bundformer i de tørre sommermåneder. Lancaster & Teller (1988) derimod har observeret relativt mægtige nutidige interdraasedimenter i Namibia. Disse tørre interdraasedimenter findes i udstrakte korridorer mellem de op til 170 m høje lineære draaformer. Det er muligt derfor, at interdraasedimenternes bevaringspotentiale til en vis grad er afhængig af de associerede æoliske bundformers morfodynamik og ikke kun af substratets natur (fugtigt eller tørt sediment). Mere forskning er nødvendig for endeligt at afklare disse forhold.

7.2.4. Klit-elementet

Klit-elementet udgør ofte det dominerende element i fossile æoliske aflejringer. Klit-elementet har typisk tykkelser mellem 0,1 og 5 m, men sæt op til 30 m optræder i flere formationer bl.a. Navajo Sandstone og Hopeman Sandstone. Elementet repræsenterer se-

Fig. 18. Æolisk stratigrafi og bassinanalyse, Navajo Sandstone (Jura), Utah. Nærbillede af profilvæggen vist i Fig. 17. Bemærk de veludviklede klit-elementer bestående af skrålejrede sæt (ca. 10 m tykke) og de associerede tynde interklit-elementer (lidt mørkere farve). De plane grænseflader er alle tolket som klit eller interklit-ordens flader, hvilket indikerer at de æoliske sedimenter kun omfatter et erg-element (jvf. Rubin & Hunter 1982; Kocurek 1991).

diment aflejret på en simpel klitform og elementet er derfor repræsenteret ved et enkelt skrålejret sæt. Klit-elementet har en gradvis aflejringskontakt til underliggende interklitsedimenter, eller en erosiv grænseflade til det underliggende klit-element. Klit-elementets geometri afhænger af morfologien og dynamikken af den bundform, der aflejrede elementet (jvf. Rubin 1987). En meget almindelig geometri er tabulære sæt med en lateral udstrækning på flere hundrede meter (Fig. 17, 18). Disse sæt dannes f.eks. ved nedvinds migration af todimensionale transverse klitter. Trugformede sæt (set i tværsnit) er også almindelige og dannes f.eks. ved nedvinds migration af tredimensionale klitter hvor de enkelte klitters halvmåneformede segmenter er ude af fase (jvf. Rubin 1987). Men trugformede sæt kan også dannes ved et mere komplekst bevægelsesmønster. Et eksempel er de før omtalte sinusformede longitudinale klitter i Yellow Sands, hvor det er den periodevise reversering af klittens asymmetri i forbindelse med en samtidig "nedvinds" migration af klitslyngningerne, der giver ophav til de trugformede sæt (Fig. 15; Chrintz & Clemmensen 1993). Flere klit-elementer opbygger ofte et draa-element.

Da klit-elementet udgør det dominerende element i mange æoliske formationer har disse aflejringer været genstand for en meget stor forskningsinteresse. Tidlige analyser af fossile klit-elementer findes i arbejder af Thompson 1969, Walker & Harms 1972, Gradzinski & Jerzykiewics 1974 og Clemmensen 1978. Stratifikationstyperne i fossile klit-elementer er beskrevet af f.eks. Hunter 1981, Kocurek & Dott 1981, Fryberger & Schenk 1988, Clemmensen & Abrahamsen 1983 og Kerr & Dott 1988. Systematiske analyser af sedimentære strukturer i fossile klitaflejringer baseret på computermetodik er udført af Kocurek, Knight & Havholm 1991, Chrintz & Clemmensen 1993 og Crabaugh & Kocurek 1993.

7.2.5. Interklit-elementet

Dette element er genetisk associeret med klit-elementet og elementet repræsenterer sediment akkumuleret på interklitfladen. Interklitsedimenterne har typisk en gradvis aflejringskontakt til overliggende klitaflejringer og i mange tilfælde kan det være vanskeligt at differentiere mellem klittens bundsæt og interklit-sedimenterne. Interklit-elementets nedre grænse er en veludviklet erosionsflade. Elementet har typiske tykkel-

ser mellem 0,1 og 2,0 m (jvf. Ahlbrandt & Fryberger 1981), men mange af de tykkeste elementer er sandsynligvis af sammensat natur.

Interklit-elementet består af horisontale til svagt hældende strata hovedsagelig af æolisk natur (jvf. Ahlbrandt & Fryberger 1981; Kocurek 1981; 1986). Tørre interklitaflejringer har dog et ringe bevaringspotentiale og er sjældne i den stratigrafiske lagsøjle. Våde interklitaflejringer derimod har et relativt højt bevaringspotentiale og er almindelige i æoliske formationer (Kocurek & Havholm 1993; Crabaugh & Kocurek 1993).

7.2.6. Sandslette-elementetet

Dette element repræsenterer sediment aflejret på en æolisk sandflade (eng.: sand sheet), som er et æolisk miljø uden veludviklede klitter (Fryberger, Ahlbrandt & Andrews 1979; Kocurek & Nielson 1986). Elementet har typiske tykkelser mellem 0,2 og 5 m, men de tykkeste elementer er nok af sammensat natur. Elementet har en tæppeformet geometri. Elementets nedre grænse er typisk en erosiv grænseflade, der kan være af lokal, intermediær eller regional udbredelse. I sidstnævnte tilfælde kan det overlejrende sediment ofte karakteriseres som en ergaflejring og den underliggende grænseflade benævnes derfor en erg-ordens flade eller en superflade.

Sandslette-elementet består af horisontale til svagt hældende æoliske strata. Akvatiske aflejringer kan optræde. Sandslettesedimenter er ofte relativt grovkornede og mange sandslettesedimenter er akkumuleret i områder med en vis bevoksning. Fossile sandslettesedimenter kan være vanskelige at erkende i den stratigrafiske lagsøjle og mange af disse aflejringer er i flere tilfælde blevet fejltolket som akvatiske. Et eksempel er Neksø Sandstenen (N. Kambrium) på Bornholm, der indtil for nylig blev anset for udelukkende at være dannet i et fluvialt miljø. Analyser af sandstenens stratifikationstyper har imidlertid vist, at dele af sandstenen repræsenterer et æolisk sandslettemiljø (Clemmensen & Dam 1993). Andre beskrivelser af fossile sandslettesedimenter ses hos Clemmensen (1985), Kocurek & Nielson (1986), Clemmensen et al. (1989), Chan (1989).

Sandslettesedimenter kan være vanskelige at differentiere fra interklit- eller interdraasedimenter. Interklitaflejringer udviser dog som regel en gradvis aflejringskontakt til overliggende klitsedimenter, mens dette sjældent er tilfældet for sandslettesedimenter. Sandslette-elementet optræder ofte som den basale eller øverste aflejringsenhed i et erg-element. I Yellow Sands ses op til 1 m tykke sandslettesedimenter at drapere de underliggende delvist eroderede æoliske bundformer (Chrintz & Clemmensen 1993). Sandslette-elementet blev dannet ved omlejring af de underliggende æoliske bundformer og repræsenterer en markant ændring i det æoliske sandbudget, som muligvis kan relateres til en begyndende marin transgression af aflejringsbassinet (Zechsteinhavet).

7.2.7. Sabkha-elementet

Dette element indeholder sediment akkumuleret på en sabkhaflade (jvf. Fryberger, Al-Sari & Clisham 1983). Dette aflejringsmiljø er karakteriseret af et højtliggende salint grundvandsniveau, og miljøet optræder almindeligt i de subtropiske ørkenbælter. Både kystsabkhaer og indlandssabkhaer er erkendt. Sabkha-elementet har typiske tykkelser mellem 0,1 og 2,0 m og har som regel en linseformet eller tæppeformet geometri. Elementets nedre grænse er typisk en plan og erosiv grænseflade. Hvis storskala kortlægning viser, at sabkha-elementet udgør den initiale del af et nyt erg-element, er denne flade samtidig en erg-ordens flade.

Sabkha-elementet består af horisontale til svagt hældende strata af æolisk eller blandet æolisk og akvatisk oprindelse. Evaporitmineraler er almindelige og småskala saltrygstrukturer (eng.: saltridge structures) ses i mange aflejringer (Fryberger et al. 1983; Fryberger et al. 1984; Clemmensen & Dam 1993). Sabkha-elementer og våde interklit (eller interdraa)-elementer deler mange sedimentære karaktertræk. Interklit-elementet besidder imidlertid ofte en øvre aflejringskontakt til det associerede klit-element, mens sabkha-elementet ideelt set er begrænset af en erosiv grænseflade til klitelementet. Korrekt tolkning af et givent element som enten sabkhasediment eller interklitsediment er essentiel for forståelsen af ørkensystemets udvikling.

7.3. Yellow Sands

Yellow Sands omfatter et erg-element. Dette element udgør hele formationen og danner otte 1,5–3,5 km brede og op til 25 km lange sandrygge adskilt af 0,8–2 km brede korridorer med ringe sanddække. Sandryggene er orienteret NØ-SV. Sandryggene har tykkelser på 20–57 m og overlejres af marine sedimenter fra Zechstein. Sandryggene kan opfattes som delvist bevarede, meget store lineære draaformer. Den indre opbygning af sandryggene viser imidlertid, at draadannelsen skete i to hovedfaser. I hver sandryg kan erkendes to interdraa-draa successioner adskilt af en markant erosionsflade (Chrintz & Clemmensen 1993). Den øverste interdraa-draa succession overlejres erosivt af et relativt tyndt sandslette-element og den øverste del af dette sandslette-element viser tegn på marin omlejring.

Draa-elementerne i sandryggene opbygges af trugformede klit-elementer og mindre hyppige interklitelementer. Draa-elementet i den nederste enhed har en tæppeformet geometri og en lagtykkelse på ca. 3 m, og elementet menes dannet under en periode med langsom sideværts migration af draaformerne (Clemmensen 1989). Draa-elementet i den øverste enhed

danner konvekse sandakkumulationer med maksimale tykkelser på 10–40 m. Dette element menes dannet under en periode med vertikal draa-akkumulation.

Interdraa-elementet er bedst udviklet i den øverste enhed og omfatter her 5–9 m tykke sedimenter, der består af horisontalt lamineret æolisk sand gradvist overlejret af svagt hældende æolisk sand. De øvre svagt hældende æoliske strata repræsenterer sediment aflejret i overgangszonen mellem inter-draa og draa, her benævnt draasokkel (eng.: draa plinth). Kontakten til det overlejrende egentlige draa-element er også gradvis, men lokalt ses store erosionstrug i dette niveau.

Klit-elementet er det mest iøjnefaldende aflejringselement i Yellow Sands og meget sedimentologisk forskning har været rettet mod at beskrive og tolke disse sedimenter. De trugformede klit-elementer og associerede (sjældne) interklit-elementer opbygger som allerede nævnt draa-elementer eller måske mere korrekt "draatop"-elementer. Draa-elementet i den øverste enhed er bedst undersøgt og består af et stort antal klit-elementer. I tværsnit ses disse elementers kontaktzoner at danne komplekse sammenflettede strukturer. På de fleste lokaliteter kan 5–10 overlejrende klit-elementer erkendes (Fig. 14, 15). Forsæt hælder skiftevis mod nordvest og syd. Internt ses ofte yderligere kompleksitet og mange klit-elementer består af kileformede subelementer. Som tidligere nævnt tolkede Chrintz & Clemmensen (1993) disse aflejringer som de bevarede dele af sinusformede reverserende længdeklitter.

Arkitektur-element-analysen af Yellow Sands gør det muligt at rekonstruere aflejringsforholdene i ørkenbassinet på forskellige fysiske og tidsmæssige skalaer (Chrintz & Clemmensen 1993). Yellow Sands repræsenterer afslutningen på ørkenforholdene i Rotliegend i det sydlige Nordsøbassin (George & Berry 1993). Under en tør klimatisk periode med kraftige vinde og rigelig sandtilførsel blev der i den nordøstlige del af dette bassin opbygget et system af store lineære draaformer. Draaformerne var overlejret af sinusformede længdeklitter. De store draaformer migrerede langsomt sideværts i en tidlig fase af akkumulation (skrå bundformer), men var karakteriseret af vertikal opbygning i en senere akkumulationsfase (longitudinale bundformer). Opbygningen af draaformerne var en relativ langsom proces og disse bundformer repræsenterer sandsynligvis æolisk akkumulation over 10^3–10^5 år. Draaformernes NØ-SV udstrækning kan bedst forklares ved, at disse bundformer blev dannet i et bidirektionalt vindregime med skiftende nordlige og sydøstlige vinde. Udviklingen i draa-morfodynamik viser dog, at der skete en langtidsændring i dette vindmønster sandsynligvis fra et bidirektionelt vindregime med dominans af nordlige vinde til et bidirektionelt vindregime med ligevægt mellem nordlige og sydøstlige vinde. De overlejrende sinusformede klitter var også longitudinale bundformer og på basis af strukturelle analyser af de skrålejrede klit-elementer kan vindregimet associeret med disse bundformer ligeledes tolkes som bidirektionalt med sæsonvis skift i vindretning fra nord til sydøst. I slutfasen af den æoliske akkumulation var den resulterende transportretning mod sydvest og parallel med draaformernes længdeakse.

De store sammensatte æoliske bundformer i Yellow Sands minder geomorfologisk set meget om de store sammensatte lineære klitter i Nambia (Lancaster 1983). Disse bundformer blev tidligere tolket til at være i ligevægt med det nuværende vindregime, men de seneste analyser når frem til en anden tolkning. De store lineære sandrygge anses nu som relikte bundformer dannet under tidligere mere kraftige vinde, og kun de overlejrende bundformer synes at være i ligevægt med det nutidige vindregime (Lancaster 1995). Uheldigvis har det endnu ikke været muligt at observere de interne strukturer i disse store bundformer i Namibia. En direkte sammenligning med strukturer og arkitektur i Yellow Sands er derfor ikke mulig.

8. Stratigrafi og overordnet aflejringskontrol

Æoliske aflejringer danner tit relativt tykke sandstenslegemer af stor regional udbredelse. Mange af disse aflejringer har status som formelle litostratigrafiske formationer. Velkendte eksempler er de jurassiske Wingate Sandstone (Fig. 16), Navajo Sandstone (Fig. 17, 18), Page Sandstone og Entrada Sandstone på Coloradoplateauet (Blakey, Peterson & Kocurek 1988). Tidligere mente man, at hver af disse formationer repræsenterede relativt ubrudt æolisk akkumulation i et enkelt stort sandhav. De senere års sedimentologiske forskning har imidlertid vist, at dette sjældent er tilfældet. De fleste æoliske formationer består af flere veldefinerede sedimentære enheder (erg-elementer) afskilt af gennemgående erosionsflader eller af akvatiske aflejringer. Den æoliske akkumulation var således episodisk (eller periodisk), og meget forskning de seneste år har været rettet mod at beskrive de æoliske formationers stratigrafiske (mega-skala) arkitektur, cyklostratigrafi eller sekvensstratigrafi (jvf. Clemmensen 1991; Clemmensen et al. 1994; Kocurek & Havholm 1993). Disse feltanalyser af de æoliske formationer omfatter primært kortlægning af ergelementernes og de associerede superfladers udbredelse. Præcis opmåling af den stratigrafiske arkitektur er yderst tidskrævende og kan kun gøres i områder med gode tredimensionale profiler. Langt de fleste af disse analyser er derfor foretaget på Coloradoplateauet, hvor en lang række æoliske formationer kan studeres i enestående velblottede områder. I flere tilfælde er avanceret laserteknik anvendt til præcis opmåling af de æoliske grænsefladers rumlige udbredelse (f.eks. Crabaugh & Kocurek 1993).

Resultaterne af disse analyser har vist, at de æoli-

ske formationer typisk er opbygget af 5–30 m tykke erg-elementer adskilt af udbredte erg-ordens flader eller superflader. Erkendelsen af, at de fleste æoliske formationer består af flere genetiske enheder førte naturligvis til fornyet interesse i at klarlægge de faktorer, der styrer aflejringsforholdene i æoliske sandhave. De klassiske arbejder af Wilson (1971, 1972, 1973) om nutidige ergmiljøer gav inspiration til flere nye tolkninger af fossile sandhaves dannelsesforhold, og især Wilsons ide om, at sandhavenes dynamik kunne relateres til klimatisk styrede variationer i sandtilgængelighed, blev inddraget i disse tolkninger (f.eks. Clemmensen et al. 1989; Clemmensen & Hegner 1991; Loope & Simpson 1992). I andre arbejder blev de fossile sandhaves dynamik relateret til grundvandsbestemte variationer i sandtilgængelighed og i kystnære aflejringssystemer førte dette til tolkninger af havniveau (Crabaugh & Kocurek 1993; Havholm & Kocurek 1994).

Perlmutter & Matthews (1989) var også af den overbevisning, at den stratigrafiske arkitektur i kontinentale aflejringssystemer primært var styret af klima. Klimaet styrede ikke alene aflejringsforholdene i bassinet (f.eks. lakustrint eller æolisk miljø), men også forvitringsforholdene i kildeområdet og karakteren (sand eller ler) af det sediment, der blev transporteret ind i bassinet. Perlmutter & Matthews (1989) mente, at klimaforholdene og især nedbørsmængden i et bestemt klimabælte ændrede sig systematisk med tid i relation til orbitalt styrede variationer i solindstråling. De opstillede ti moderne cyklostratigrafiske bælter og mente, at hvert bælte var karakteriseret af veldefinerede klimatiske (og dermed miljømæssige) variationer indenfor en Milankovitch-svingning på f.eks. 20.000 år. Variationer i solindstråling styrede i ækvatornære egne monsuncirkulationen og dermed omfanget af nedbør i store regioner. Perlmutter & Matthews opstillede på basis af disse ideer en stratigrafisk aflejringsmodel for et cyklostratigrafisk bælte 3 (15–25°N) karakteriseret af skiftende fugtigt og tørt klima.

Clemmensen et al. (1994) arbejdede videre med disse ideer og foreslog, at stratigrafiske lagserier i ørkenregioner fra dette cyklostratigrafiske bælte bestod af mellemlejrede æoliske og akvatiske sedimenter, eller af stakkede æoliske enheder adskilt af markante erosionsflader. Clemmensen et al. (1994) analyserede en række fossile lagserier fra ørkensystemer i Perm, Trias og Jura på den nordlige halvkugle og fandt, at den cykliske opbygning af disse sedimenter var i god overensstemmelse med ideen om klimatisk styring af aflejringsforholdene. Senere teoretiske arbejder om klimaforholdene på Pangaea (f.eks. Kutzbach 1994) har yderligere underbygget disse ideer om, at de æoliske eller blandede æoliske og akvatiske lagseriers stratigrafi i mange tilfælde muligvis kunne være styret af Milankovitch-svingninger i klima og især nedbørsmængde.

En lidt anden metode til analyse af den stratigrafiske arkitektur i æoliske formationer er foreslået af Kocurek & Havholm (1993). De anskuer et æolisk aflejringssystem som et sedimentvolumen, hvis sedimentbudget er styret af sedimentfluxen. Den indgående flux er en funktion af den eksterne sedimenttilgængelighed og af vindens transportkapacitet, mens den udgående flux er en funktion af rumlige og tidsmæssige ændringer inden for sedimentvolumenet. Klitsystemets aflejringsflade (flade der stort set ligger i samme niveau som interklitfladerne) adskiller sediment i transport (klitterne) fra sediment der er akkumuleret dvs. sediment bevaret på stedet. Aflejringsoverfladens udvikling er en funktion af ændringer i transportraten (med afstanden) og sedimentkoncentrationen (med tiden). Aflejringsoverfladen bevæger sig opad med tiden hvis sedimentbudgettet er positivt (indgående sedimentflux > udgående sedimentflux), overfladen er stabil hvis sedimentbudgettet er neutralt (indgående sedimentflux = udgående sedimentflux), og overfladen eroderes hvis sedimentbudgettet er negativt (indgående sedimentflux < udgående sedimentflux). Æoliske akkumulationer eller erg-enheder dannes således når der er positivt sedimentbudget, mens superflader opstår når sedimentbudgettet er neutralt ("bypass super surface") eller negativt ("erosional super surface"). Ikke alle æoliske akkumulationer bevares imidlertid som en stratigrafisk enhed, og flere faktorer styrer bevaringspotentialet af disse akkumulationer (se senere).

Velbevarede klastiske kystklitsystemer er sjældne i den stratigrafiske lagsøjle, hvilket måske afspejler, at kystklitaflejringer (i det mindste den del af systemet, hvor storskala skrålejring typisk dannes) nemt omlejres under marine transgressioner. Hvis kystklitsedimenterne imidlertid består af små karbonatkorn (skalfragmenter m.m.) sker der ofte en meget tidlig cementering af sedimentet, hvilket muliggør at hele kystklitsystemet kan bevares. I disse tilfælde er det derfor muligt at beskrive kystklitsedimenterne sekvensstratigrafisk og tolke klitdannelsen i relation til havniveau. En klassisk analyse af disse forhold er foretaget af Butzer (1975) på pleistocæne kystklitsystemer på det sydlige Mallorca (Fig. 2). Butzer (1975) nåede frem til, at disse kystklitter blev dannet i glaciale perioder med lavt havniveau og kraftige vinde.

Analyser af de holocæne kystklitsystemer langs den jyske vestkyst, bl.a. v.h.a. georadarkortlægning (Fig. 19), har også givet oplysninger om kystklitsystemernes se-kvensstratigrafiske betydning. Dannelsen af kystklitter skete i de sidste faser af den holocæne havstigning, og hovedparten af klitdannelsen fandt sted i kortvarige kuldeperioder, hvor der var større vindenergi og p.g.a. det lidt lavere havniveau også en større mængde strandsand tilgængelig for æolisk transport (Christiansen, Dalsgaard, Møller & Bowman 1990; Clemmensen et al. 1996).

De fleste kendte æoliske formationer f.eks. Wingate Sandstone repræsenterer æolisk aflejring i et indlandsbassin. Klima og ikke havniveau var her den overordnede aflejringskontrol.

8.1. Wingate Sandstone og Moenave Formation

Wingate Sandstone (erg-aflejringer) og den samtidige Moenave Formation (erg-margenaflejringer) fra N. Jura (Sinemurien-Pliensbachien) danner et udbredt ørkensystem på Coloradoplateauet (Blakey et al. 1988; Clemmensen & Blakey 1989; Clemmensen et al. 1989). Wingate Sandstone, som mange steder er mere end 100 m tyk, danner lodrette klippevægge og spektakulære klippeformationer i store områder (bl.a. i Monument Valley), hvilket umuliggør detaljerede sedimentologiske studier. Enkelte steder, f.eks. omkring Many Farms i det nordøstlige Arizona, danner sandstenen heldigvis mere afrundede erosionsformer, og her har det været muligt at studere formationens stratigrafiske (mega skala) arkitektur i detaljer (Fig. 16; Clemmensen & Blakey 1989).

Wingate Sandstone består af 5 erg-elementer (æoliske etager) adskilt af veldefinerede erg-ordens erosionsflader. De æoliske etager har en gennemsnitlig tykkelse på 23 m med et minimum på 15 m og et maksimum på 35 m. De æoliske etager består af et tyndt sandslette-element eller sammensat interklit- eller interdraa-element overlejret af et eller flere skrålejrede klit- eller draa-elementer. Disse klit- eller draa-elementer er typisk af meget kompleks opbygning og består af stejle skrålejrede forsæt (op til 25 m tykke), der gradvis går over i svagt hældende tåsæt og bundsæt (Fig. 16). Både forsæt, bundsæt og tåsæt er af sammensat opbygning og analyser af disse strukturer har gjort det muligt at rekonstruere klit/draa-formernes morfodynamik i en del detaljer (Clemmensen & Blakey 1989). Den sedimentære opbygning af hvert erg-element afspejler sandsynligvis et systematisk klimaskift fra humidt til aridt.

I erg-margenen er de æoliske aflejringer associeret med lakustrine og fluviale aflejringer (Clemmensen et al. 1989). De æoliske aflejringer er her af meget varieret natur og omfatter både klit- eller draa-elementer, sandslette-elementer og sabkha-elementer. De æoliske og associerede akvatiske aflejringer danner 2–30 m tykke sedimentære enheder. Den interne organisation af disse enheder synes at afspejle akkumulation under systematiske klimaændringer fra humidt til tørt. Flere af disse sedimentære enheder i erg-margenen kan korreleres med sedimentære enheder i den centrale del af ergsystemet.

På basis af storskala kortlægning af Wingate-Moenave systemets mega-skala arkitektur er det derfor muligt at rekonstruere systemets palæogeografi og at tolke aflejringsdynamikken. Wingate Sandstone udgjorde et stort æolisk sandhav og var mod syd og sydvest flankeret af en bred ergmargen-slette. Sandhavet var opbygget af store skråklitter eller skrådraaer, og de æoliske bundformer blev udformet af dominerende vinde fra nordvest, men blev også påvirket af sæsonvis stærke vinde fra nordøst og sydvest. I erg-margenen var der en løs zonering med små klit- eller draaformer nærmest sandhavet, dernæst sandslettesedimenter og yderst sabkhasedimenter.

Periodevis blev sandhavet eroderet og samtidig eller lidt senere blev de æoliske aflejringer i erg-margenen afløst af lakustrine eller fluviale aflejringer. Disse markante miljøskift var muligvis klimatisk styrede. I aride klimaperioder transporterede efemeriske floder sandet materiale ud i ergens randområder. Ringe plantedække og en lav grundvandsstand fremmede her æolisk omlejring af det fluviale materiale og vinde fra vestnordvest førte dette sand ind i sandhavet, hvor store bundformer blev opbygget samtidig med at sandhavet bredte sig mod sydvest (positivt sandbudget). I slutfasen af den aride klimaperiode eller ved overgangen til et mere humidt klima er det sandsynligt som først fremført af Wilson (1971, 1973), at den fluviale sandkilde svandt ind og at sandhavets sandbudget derfor blev negativt. Resultatet af dette var en stabiliseringen af sandhavet eller dannelsen af udbredte deflationsflader (superflader). I den efterfølgende humide klimaperiode transporterede meandrerende floder en mere lerrig sedimentfragt ud til ergens randområder. Da graden af plantedække samtidig tiltog var kun lidt sand tilgængelig for vinderosion. Sandbudgettet i sandhavet var derfor neutralt til svagt positivt; det planerede sandhav blev kun dækket af tynde sandslettesedimenter og først ved overgangen til den næste aride klimaperiode skete der en hurtig vækst i sandhavets volumen og areal. Sandhavets areal voksede og mindskedes altså i takt med klimaændringerne (eng.: "erg ballooning").

Da dateringen af Wingate-Moenave systemet er meget mangelfuld, er det vanskeligt at få sikre bud på varigheden af de klimasvingninger, der tilsyneladende styrede ørkensystemets dynamik. Wingate Sandstone og Moenave Formation blev aflejret i kontinentalt aflejringsbassin på ca. 17° nordlig palæobreddegrad. Dette placerer sandsynligvis bassinet i et cyklostratigrafisk bælte 3 karakteriseret af astronomisk styrede klimasvingninger mellem tørt og fugtigt (jvf. Perlmutter & Matthews 1989; Clemmensen et al. 1994). Tilsyneladende var det primært disse variationer i nedbør både i oplandet, i erg-margenen og i den centrale erg, der styrede ørkensystemets udvikling.

9. Bassinanalyse

Dannelsen af erg-aflejringer sker som nævnt i områder med et positivt sandbudget. Sådanne områder findes f.eks. i topografiske depressioner, hvor vindenergien aftager og det medtransporterede sand derfor hobes op (jvf. Wilson, 1971). Langt fra alle erg-aflejringer bevares imidlertid i den stratigrafiske lagsøjle.

I marine systemer styrer havniveau størrelsen af både akkomoderingsrum (eng: accomodation space) og bevaringsrum (eng: preservation space). I æoliske

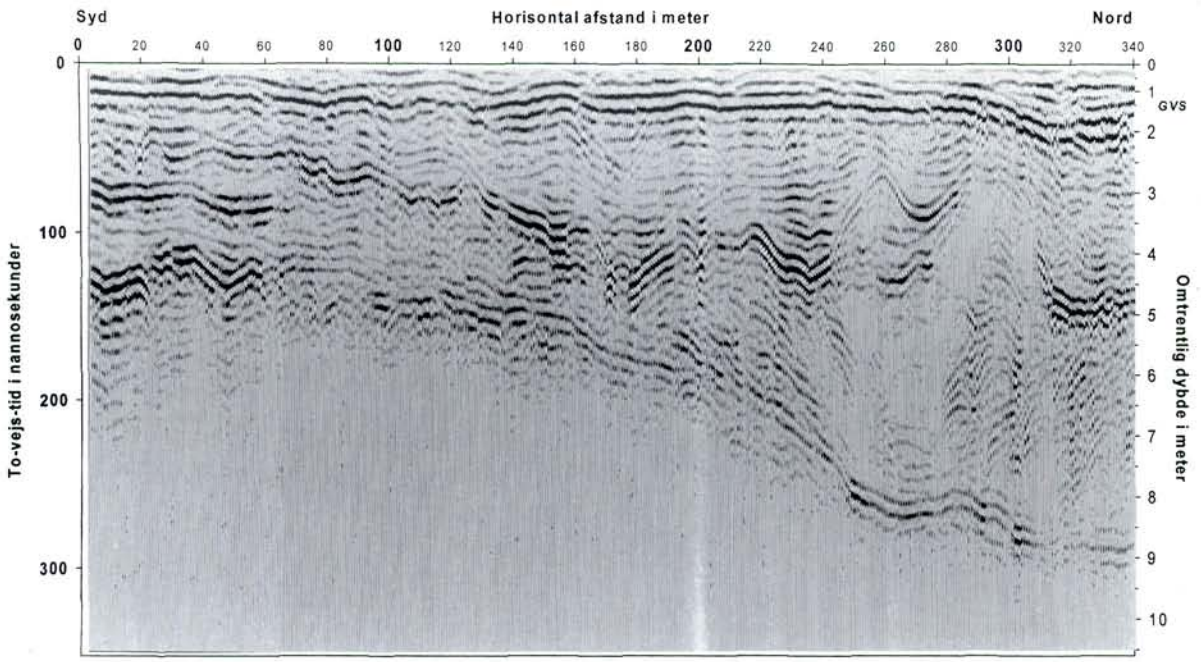

Fig. 19. Georadarprofil af den holocæne lagserie ved Lodbjerg i Thy (georadaranalyse udført af Frank Andreasen). Den æoliske lagserie med tydelige reflektorer overlejrer et glacialt landskab og indeholder flere udbredte tørvelag eller jordbundshorisonter (meget kraftige reflektorer). Datering af det basale tørvelag fortæller, at sandflugten i området begyndte for godt 4000 år siden. De udbredte tørvehorisonter viser, at sandflugten var episodisk og at det æoliske landskab i flere perioder var stabiliseret af plantevækst.

systemer defineres akkomoderingsrum (eller akkumuleringsrum) af aerodynamiske forhold (æoliske aflejringer kan danne 200–300 m høje klitformer), mens bevaringsrum styres af grundvandsniveau (jvf. Kocurek & Havholm 1993). Æoliske aflejringers "base level" bestemmes af grundvandsniveauet, idet vådt sand er vanskeligt at erodere ved æoliske processer. Tektonisk indsynkning er derfor en vigtig faktor idet det forårsager en relativ stigning i grundvandsniveauet og dermed gør det muligt at bevare en del af det æoliske aflejringssystem. Værdier for tektonisk indsynkning ligger på 0,04–10 mm/år, med værdier omkring 1 mm/år som de mest typiske. Grundvandsniveauet kan imidlertid også ændres mere direkte via klimafluktuationer eller i kystnære systemer via havniveauændringer. Da den tektoniske indsynkningsrate ofte er konstant over ganske lange tidsrum er det derfor muligt i ideelle tilfælde at tolke den stratigrafiske arkitektur af æoliske aflejringer i relation til variationer i grundvandsniveau. Eksempler på sådanne tolkninger er givet af Crabaugh & Kocurek (1993) og Havholm & Kocurek (1994).

I forbindelse med tolkninger af de æoliske formationer er det derfor vigtigt at erindre, at sandhavenes dynamik (akkumulation vs. erosion) er en funktion af sedimentbudgettet, som igen er en funktion af sedimenttilgængelighed, vindklima m.m., mens de æoliske sedimenters bevaringspotentiale reflekterer indsynkning og/eller absolutte variationer i grundvandsniveau. Stor forsigtighed bør derfor udvises, når f.eks. af en erg-enheds tykkelse sættes i relation til aflejringstid og danner basis for beregning af æoliske akkumulationsrate. Analyser af en række æoliske formationer har imidlertid givet gennemsnitlige akkumulationsrater (0,1–2 mm/år; Clemmensen et al. 1994), der svarer godt til de værdier, der kendes fra holocæne æoliske aflejringssystemer.

Til illustration af de tektoniske forhold, der styrer bevarelsen af tykke erg-aflejringer, omtales her resultatet af en bassinanalyse af Allen et al. (1997) fra Colorado Plateauet.

9.1. Navajo Sandstone

Jurasedimenterne på Coloradoplateauet er karakteriseret af en usædvanlig høj andel af erg-aflejringer. Mest kendte er Wingate Sandstone, Navajo Sandstone, Page Sandstone og Entrada Sandstone (Blakey et al. 1988; Bjerrum & Dorsey 1995). Flere af disse æoliske formationer udviser markante variationer i tykkelse på tværs af bassinet. Dette gælder især Navajo Sandstone (Fig. 17, 18), der på tværs af det sydlige Utah (ca. 400 km) mindskes i tykkelse fra over 600 m til ganske få m.

På basis af stratigrafiske data fra alle de jurassiske formationer i området gennemførte Bjerrum & Dorsey

(1995) og Allen et al. (1997) en analyse af bassinets indsynkningshistorie. Indsynkningskurverne viste flere interssante forhold og en langsom men vedvarende baggrundsindsynkning kan erkendes på alle kurverne (Allen et al. 1997). Denne såkaldte dynamiske indsynkning tolkes som resultat af subduktion af en oceanisk skorpe under den nordamerikanske plade. Overlejrende denne langsomme, men vedvarende, baggrundsindsynkning ses segmenter på indsynkningskurverne, der tolkes som resultat af accelereret indsynkning. Disse faser sættes i relation til en flexural indsynkning i forlandsbassinet og tænkes opstået i perioder med hurtig dannelse af overskydningsflager i en vestfor liggende bjergkæde. To sådanne indsynkningsbegivenheder erkendes af forfatterne. Den første episode strækker sig fra 205–185 mill. år og omfatter dannelsen og bevarelsen af Wingate Sandstone og Navajo Sandstone. Den anden episode, først identificeret af Bjerrum & Dorsey (1995), løber fra 180–160 mill. år og omfatter dannelsen og bevarelsen af Page Sandstone og Entrada Sandstone. Den foreslåede tektoniske model for bassinet underbygges af avancerede tredimensionale modelleringsforsøg.

Allen et al. (1997) konkluderer, at de tektoniske forhold i området var ideelle for både dannelsen og bevarelsen af æoliske aflejringer. Eksistensen af et asymmetrisk forlandsbassin beskyttet af en vestfor liggende bjergkæde skabte et aridt bassin (regnlæ), hvor æolisk sediment kunne opbygge udstrakte sandhave. Perioder med accelereret indsynkning skabte optimale betingelser for bevarelsen af disse erg-aflejringer. Den mest imponerende af disse formationer er Navajo Sandstone og sedimentære analyser af denne enhed på tværs af forlandsbassinet synes at vise, at også erg-palæogeografien blev styret primært af de tektoniske forhold (Verlander, pers. comm. 1996). Flere studier af Navajo Formationens storskala arkitektur er imidlertid nødvendige før det med sikkerhed kan afgøres, hvorvidt det er den underliggende tektonik, der styrer erg-palæogeografi eller om erg-palæogeografien mere direkte er styret af vindforhold og sandbudgetvariationer.

10. Slutning

Den sedimentologiske udforskning af klitter og klitaflejringer er kommet langt de sidste 30 år. Fagområdet har udviklet sig til et bredt forskningsområde. Studiet af moderne klitter omfatter sædvanligvis analyser af vindklima, aerodynamik, sandtransport, klitprocesser og morfologi, mens studiet af fossile klitaflejringer omfatter analyser af kornstørrelse, strukturer, arkitektur, stratigrafi og bassinudvikling. I de seneste år er en stigende andel af den sedimentologiske forskning blevet rettet mod kvartære aflejringssystemer. Disse aflejringer kan ofte dateres præcist, hvilket gør det muligt at forklare systemernes udvikling i relation til havniveau, tektonik og klima. Holocæne kystklitaflejringer er udbredte langs Jyllands vestkyst. Analyser af disse sedimenter (Fig. 19) vil kunne belyse forholdet mellem klima, kulturpåvirkning, havniveau og klitdannelse.

11. Tak

Jeg takker Christian Bjerrum, Christian Christiansen og Gunver K. Pedersen for kritisk gennemlæsning af manuskriptet og Merete Vesterager, René Madsen og Ole B. Berthelsen for teknisk assistance. Feltarbejdet, der ligger til grund for denne oversigtsartikel, er udført med økonomisk støtte fra Statens Naturvidenskabelige Forskningsråd, Energiministeriet, Carlsbergfondet og Geologisk Institut. Publikationen er udgivet med støtte fra Carlsbergfondet.

12. Litteraturhenvisninger

Ahlbrandt, T. S. 1979: Textural parameters of eolian deposits. In McKee, E.D. (ed.) A Study of Global Sand Seas. Geological Survey Professional Paper 1052, 21–51.

Ahlbrandt, T. S. & Fryberger, S. G. 1981: Sedimentary features and significance of interdune deposits. In Ethridge, F. G. & Flores, R. M. (eds) Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31, 293–314.

Allen, P. A., Verlander, J. E. & Audet, M. E. 1997: Formation and preservation of giant erg deposits by flexural loading of continental interiors. Geology.

Anderson, R. S. 1987: A theoretical model for aeolian impact ripples. Sedimentology 34, 175–188.

Anderson, R. S. & Haff, P. K. 1988: Simulation of eolian saltation. Science 241, 820–823.

Anthonsen, K., Clemmensen, L. B. & Jensen, H. J. 1996: Evolution of a dune from crescentic to parabolic form in response to short-term climatic changes. In Lancaster, N. (ed.) Response of Aeolian Processes to Global Change. Geomorphology 17, 63–77.

Arens, S. M. 1994: Aeolian Processes in the Dutch Foredunes. Ph.D. Thesis. University of Amsterdam, The Netherlands, 150 pp.

Bagnold, R. A. 1941: The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. 265 pp. London: Methuen.

Bagnold, R. A. & Barndorf-Nielsen, O. 1980: The pattern of natural size distributions. Sedimentology 27, 198–207.

Bird, E. C. F. 1990: Classification of European dune coasts. In Bakker, Th. W. M., Jungerius, P. D. & Klijn, J. A. (eds) Dunes of the European coasts. Catena Supplement 18, 15–24.

Bjerrum, C. J. & Dorsey, R. J. 1995: Tectonic controls on deposition of Middle Jurassic strata in a retroarc forland basin, Utah-Idaho trough, western interior, United States. Tectonics 14, 962–978.

Blakey, R. C., Peterson, F. & Kocurek, G. 1988: Synthesis of late Paleozoic and Mesozoic eolian deposits of the

Western Interior of the United States. Sedimentary Geology 56, 3–125.
Brookfield, M. E. 1977: The origin of bounding surfaces in aeolian sandstones. Sedimentology 24, 303–332.
Butzer, K. W. 1975: Pleistocene littoral-sedimentary cycles of the Mediterranean Basin: A Mallorquin view. In Butzer, K. W. & Isaac, G. (eds) After the Australopithecines. Mouton Press, 25–71.
Byrne, M.-L. & McCann, S. B. 1990: Stratification and sedimentation in complex vegetated coastal dunes, Sable Island, Nova Scotia. Sedimentary Geology 66, 165–179.
Carter, R. W. G., Nordstrom, K. F. & Psuty, N. P. 1990: Chapter One: The study of coastal dunes. In Nordstrom, K. F., Psuty, N. & Carter, B. (eds) Coastal Dunes: form and process, 1–14.
Chan, M. A. 1989: Erg margin of the Permian White Rim Sandstone, SE Utah. Sedimentology 36, 235–251.
Chandler, M. A., Kocurek, G., Goggin, D. J., Lake, L. W., 1989: Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in eolian sandstone sequence, Page Sandstone, Northern Arizona. AAPG Bulletin 73, 658–668.
Chrintz, T. & Clemmensen, L. B. 1993: Draa reconstruction, the Permian Yellow Sands, NE England. In Lancaster, N. & Pye, K. (eds) Aeolian Sediments: ancient and modern. International Association of Sedimentologists, Special Publication Number 16, 151–161.
Christiansen, C., Dalsgaard, K., Møller, J. T. & Bowman, D. 1990: Coastal dunes in Denmark. Chronology in relation to sea level. Catena Supplement 18, 61–70.
Clemmensen, L. B. 1978: Alternating aeolian, sabkha and shallow-lake deposits from the Middle Triassic Gipsdalen Formation, East Greenland. Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 24, 111–135.
Clemmensen, L. B. 1985: Desert sand plain and sabkha deposits from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) at the northern margin of the German Basin. Geologische Rundschau 74, 519–536.
Clemmensen, L. B. 1986: Storm-generated eolian sand shadows and their sedimentary structures, Vejers Strand, Denmark. Journal of Sedimentary Petrology 56, 520–527.
Clemmensen, L. B. 1987: Complex star dunes and associated aeolian bedforms, Hopeman Sandstone (Permo-Triassic), Moray Firth Basin, Scotland. In Frostick, R & Reid, I (ed.) desert Sediments: Ancient & Modern. Geological Society Special Publication 35, 213–231.
Clemmensen, L. B. 1988: Aeolian morphology preserved by lava cover, the Precambrian Mussartût Member, Eriksfjord Formation, South Greenland. Bulletin of the Geological Society of Denmark 37, 105–116.
Clemmensen, L. B. 1989: Preservation of interdraa and plinth deposits by the lateral migration of large linear draas (Lower Permian Yellow Sands, northeast England). Sedimentary Geology 64, 139–151.
Clemmensen, L. B. 1991: Æolisk arkitektur og aflejringsdynamik. En undersøgelse af ni æoliske aflejringssystemer (Prækambrium-Recent) fra den nordatlantiske region. Geologisk Centralinstitut, Københavns Universitet, 39 pp.
Clemmensen, L. B. & Abrahamsen, K. 1983: Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran Basin (Permian), Scotland. Sedimentology 30, 311–339.
Clemmensen, L. B., Andreasen, F., Nielsen, S. T. & Sten, E. 1996: The Late Holocene Coastal dunefield at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and depositional dynamics. Geomorphology 17, 79–98.
Clemmensen, L. B. & Blakey, R. C. 1989: Erg deposits in the Lower Jurassic Wingate Sandstone, northeastern Arizona: oblique dune sedimentation. Sedimentology 36, 449–470.
Clemmensen, L. B. & Dam, G. 1993: Aeolian sand-sheet deposits in the Lower Cambrium Neksø Sandstone Formation, Bornholm, Denmark: sedimentary architecture and genesis. Sedimentary Geology 83, 71–85.
Clemmensen, L. B. & Hegner, J., 1991: Eolian sequence and erg dynamics, the Permian Corrie Sandstone, Scotland. Journal of Sedimentary Petrology 61, 768–774.
Clemmensen, L. B. Olsen, H. & Blakey, R. C. 1989: Erg-margin deposits in the Lower Jurassic Moenave formation and Wingate Sandstone, southern Utah. Bulletin of the Geological Society of America 101, 759–773.
Clemmensen, L. B. & Tirsgaard, H. 1990: Sand-drift surfaces: A neglected bounding surface. Geology 18, 1142–1145.
Clemmensen, L. B., Øxnevad, I. E. I. & de Boer, P. L. 1994: Climatic controls on ancient desert sedimentation: Some late Paleozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the western interior of U.S.A. In de Boer, P. L. & Smith, D. (eds) Orbital forcing and cyclic sequences. International Association of Sedimentologists, Special Publication Number 19, 439–457.
Crabaugh, M. & Kocurek, G. 1993: Entrada Sandstone: an example of a wet eolian system. In Pye, K. (ed.) The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems. Geological Society Special Publication 72, 103–126.
Ekdale, A. A. & Picard, M. D. 1985: Trace fossils in a Jurassic eolianite, Entrada Sandstone, Utah, USA. In Curran, H.A. (ed.) Biogenic Structures: Their Use in Interpreting Depositional Environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 35, 3–12.
Folk, R. L. & Ward, C. 1957: A study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27, 3–26.
Fornos, J. J., Pomar, L. & Rodriguez-Perea, R. 1986: Deformation structures on eolian calcarenites recognized as mammal footprints. International Association of Sedimentologists, 7th Regional Meeting on Sedimentology, Krakow (Abstract), 63.
Freeman, W. E. & Visher, G. S. 1975: Stratigraphic analysis of the Navajo Sandstone. Journal of Sedimentary Petrology 45, 651–668.
Friedman, G. M. 1979: Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. Sedimentology 26, 3–22.
Fryberger, S. G. 1979: Dune forms and wind regime. In McKee, E. D. (ed.) A Study of Global Sand Seas. Geological Survey Professional Paper 1052, 137–169.
Fryberger, S. G. 1991: Unusual sedimentary structures in the Oregon coastal dunes. Journal of Arid Environments, 21, 131–150.
Fryberger, S. G. 1993: A review of aeolian bounding surfaces, with examples from the Permian Minelusa Formation, USA. In North, C. P. & Prosser, D. J. (eds) Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs. Geological Society Special Publication 73, 167–197.
Fryberger, S. G. & Ahlbrandt, T. S. 1979: Mechanisms for

the formation of eolian sand seas. Z. Geomorph, 23, 440–460.
Fryberger, S. G., Ahlbrandt, T. S. & Andrews, S. 1979: Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. Journal of Sedimentary Petrology 49, 733–746.
Fryberger, S. G., Al-Sari, A. M. & Clisham, T. J. 1983: Eolian dune, interdune, sand sheet, and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea, Dhahran area, Saudi Arabia. AAPG Bulletin 67, 280–312.
Fryberger, S. G., Al-Sari, A. M. & Clisham, T. J., Rizvi, S. A. R. & Al-Hinai, K. G. 1984: Wind sedimentation in the Jafurah sand sea, Saudi Arabia. Sedimentology 31, 413–431.
Fryberger, S. G. & Schenk, C. J. 1981: Wind sedimentation tunnel experiments on the origins of aeolian strata. Sedimentology 28, 805–821.
Fryberger, S. G. & Schenk, C. J. 1988: Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. Sedimentary Geology 55, 1–15.
George, G. T. & Berry, J. K. 1993: A new lithostratigraphy and depositional model for the Upper Rotliegend of UK Sector of the Southern North Sea. In North, C. P. & Prosser, D. J. (eds) Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs. Geological Society Special Publication 73, 291–319.
Glennie, K. W. 1970: Desert Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology 14, 222 pp. Amsterdam: Elsevier.
Glennie, K. W. 1983: Early Permian (Rotliegend) palaeowinds of the North Sea. Sedimentary Geology 34, 245–265.
Goudie, A. S., Warren, A., Jones, D. K. C. & Cooke, R. U. 1987: The character and possible origins of aeolian sediments of the Wahiba Sand Sea, Oman. Geographical Journal 153, 231–256.
Gradzinski, R. & Jerzykiewics, T. 1974: Dinosaur- and mammal-bearing aeolian and associated deposits of the upper Cretaceous in the Gobi Desert (Mongolia). Sedimentary Geology 12, 249–278.
Gradzinski, R. & Uchman, A. 1994: Trace fossils from interdune deposits - an example from the Lower Triassic aeolian Tumlin Sandstone, Central Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 108, 121–138.
Hartmann, D. & Christiansen, C. 1988: Settling-velocity distributions and sorting processes on a longitudinal dune: a case study. Earth Surface Processes and Landforms 13, 649–656.
Havholm, K. & Kocurek, G. 1994: Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. Sedimentology 41, 913–934.
Hunter, R. E. 1977: Basic types of stratification in small aeolian dunes. Sedimentology 24, 361–387.
Hunter, R. E. 1981: Stratification styles in eolian sandstones: some Pennsylvanian to Jurassic examples from the Western Interior, U.S.A. In Ethridge, F. G. & Flores, R. M. (eds) Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 31, 315–329.
Hunter, R. E. & Richmond, B. M. 1988: Daily cycles in coastal dunes. Sedimentary Geology, 55, 43–67.
Hunter, R. E., Richmond, B. M. & Alpha, T. R. 1983: Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. Bulletin of the Geological Society of America 94, 1450–1465.
Hunter, R. E. & Rubin, D. M. 1983: Interpreting cyclic cross-bedding, with an example from the Navajo Sandstone. In Brookfield, M.E. & Ahlbrandt, T.S. (eds) Eolian Sediments and Processes. Developments in Sedimentology 38, 429–454.
Kerr, D. R. & Dott, R. H. Jr. 1988: Eolian dune types preserved in the Tensleep Sandstone (Pennsylvanian-Permian), north-central Wyoming. Sedimentary Geology 56, 383–402.
Kocurek, G. 1981: Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sand. Sedimentology 28, 753–780.
Kocurek, G. 1986: Origins of low-angle stratification in aeolian deposits. In Nickling, W. G. (ed.) Aeolian Geomorphology, Proceedings of the 17th Annual Binghamton Geomorphology Symposium. Allen & Unwin, Boston, Massachusetts, 177–193.
Kocurek, G. 1988: First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – Bounding surfaces revisited. Sedimentary Geology 55, 193–206.
Kocurek, G. 1991: Interpretation of ancient eolian sand dunes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 19, 43–75.
Kocurek, G. & Dott, R. H. Jr. 1981: Distinction and uses of stratification types in the interpretation of eolian sandstones. Journal of Sedimentary Petrology 51, 579–595.
Kocurek, G. & Havholm, K. G. 1993: Eolian event stratigraphy: A conceptual framework. In Weimer, P. & Posamentier, H. W. (eds) Siliciclastic sequence stratigraphy. AAPG Memoir 58, 393–409.
Kocurek, G., Knight, J. & Havholm, K. 1991: Outcrop and semi-regional three-dimensional architecture and reconstruction of a portion of the eolian Page Sandstone (Jurassic). In Miall. A. & Tyler, N. (eds) Three-dimensional Facies Architecture. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Atlas, 25–43.
Kocurek, G. & Nielson, J. 1986: Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. Sedimentology 33, 795–816.
Kocurek, G., Townsley, M. Yeh, E., Havholm, K. G. & Sweet, M. L. 1992: Dune and dune-field development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition and water-table controlled accumulation. Journal of Sedimentary Petrology 62, 622–635.
Krumbein, W. C. 1938: Size frequency distributions and the normal phi curve. Journal of Sedimentary Petrology 8, 84–90.
Kuhlman, H. 1957: Sandflugt og klitdannelse. Geografisk Tidsskrift 56, 1–19.
Kutzbach, J. E. 1994: Idealized Pangean Climates: Sensitivity to orbital change. Geological Society of America Special Paper 288, 41–55.
Lancaster, N. 1983: Linear dunes of the Namib sand sea. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementsband 45, 27–49.
Lancaster, N. 1987: Dunes of the Gran Desierto sand sea, Sonora, Mexico. Earth Surface Processes and Landforms 12, 277–288.
Lancaster, N. 1995: Geomorphology of Desert Dunes. 290 pp. London and New York: Routledge.
Lancaster, N. & Teller, J. T. 1988: Interdune deposits of the Namib Sand Sea. Sedimentary Geology 55, 91–107.
Langford, R. & Chan, M. A. 1988: Flood surfaces and de-

flation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah. Bulletin of the Geological Society of America 100, 1541–1549.
Lettau, K. & Lettau, H. H. 1978: Experimental and micrometeorological field studies of dune migration. In H. H. Lettau & K. Lettau (eds) Exploring the World's Driest Climates. Institute of Environmental Science Report 101. Center for Climatis Research, Univ. Wisconsin, Madison, 110–147.
Livingstone, I. & Warren, A. 1996: Aeolian Geomorphology: An Introduction. 211 pp. Essex, England: Longman.
Loope, D. B. 1985: Episodic deposition and preservation of eolian sands: a late Paleozoic example from southeastern Utah. Geology 13, 73–76.
Loope, D. B. & Simpson, E. L. 1992: Significance of thin sets of eolian cross-strata. Journal of Sedimentary Petrology 62, 849–859.
McKee, E. D. 1966: Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). Sedimentology 7, 3–69.
McKee, E. D. 1979: Introduction to a study of global sand seas. In McKee, E. D. (ed.) A study of global sand seas. Geological Survey Professional Paper, 1052, 1–19.
McKee, E. D. & Weir, G. W. 1953: Terminology for stratification and cross stratification in sedimentary rocks. Bulletin of the Geological Society of America, 64, 381–390.
McLaren, P. 1981: An interpretation of trends in grain size measures. Journal of Sedimentary Petrology 51, 611–624.
McManus, J. 1988: Grain size determination and interpretation. In Tucker, M. E. (ed.) Techniques in Sedimentology. Blackwell, 63–85.
Miall, A. D. 1985: Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science Reviews 22, 261–308.
Miall, A. D. 1988: Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado. Sedimentary Geology 55, 233–262.
Middleton, L. & Blakey, R. 1983: Processes and controls on the intertonguing of the Kayenta and Navajo Formations, northern Arizona: Eolian-fluvial interactions. In Brookfield, M. E. & Ahlbrandt, T. S. (eds) Eolian Sediments and Processes. Developments in Sedimentology 38, 613–634.
Olsen, H., Due, P. H. & Clemmensen, L. B. 1989: Morphology and genesis of asymmetric adhesion ripples – a new adhesion surface structure. Sedimentary Geology 61, 277–285.
Perlmutter, M. A. & Matthews, M. D. 1989: Global cyclostratigraphy – A model. In Cross, T. A. (ed.) Quantative Dynamic Stratigraphy. Prentice Hall, 233–260.
Porter, M. L. 1987: Sedimentology of an ancient erg margin: the Lower Jurassic Aztec Sandstone, southern Nevada and southern California. Sedimentology 34, 661–680.
Pryor, W. A. 1971: Petrology of the Permian Yellow Sands of northeastern England and their North Sea equivalents. Sedimentary Geology 6, 221–254.
Pye, K. 1987: Aeolian dust and dust deposits. 334 pp. London: Academic Press
Pye, K. & Lancaster, N. 1993: Preface. In Pye, K. & Lancaster, N. (eds) Aeolian Sediments, Ancient and Modern. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 16, vii–viii.
Pye, K. & Tsoar, H. 1990: Aeolian sand and sand dunes. 396 pp. London: Unwin Hyman.
Rasmussen, K. R & Mikkelsen, H. E. 1991: Wind tunnel observations of aeolian transport rates. Acta Mechanica, Suppl. 1, 135–144.
Rubin, D. M. 1987: Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents. 187 pp. Tulsa, Oklahoma: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Concepts in Sedimentology and Paleontology, Vol. 1.
Rubin, D. M. & Hunter, R. E. 1982: Bedform climbing in theory and nature. Sedimentology 29, 121–138.
Rubin, D. M. & Hunter, R. E. 1987: Bedform alignment in directionally varying flows. Science 237, 276–278.
Schenk, C. J. 1983: Textural and structural characteristics of some experimentally formed eolian strata. In Brookfield, M. E. & Ahlbrandt, T. S. (eds) Eolian Sediments and Processes. Developments in Sedimentology 38, 41–49.
Sharp, R. P. 1963: Wind wipples. Journal of Geology 71, 617–636.
Steele, R. R. 1985: Early Permian (Rotliegendes) palaeowinds of the North Sea – Comment. Sedimentary Geology 45, 293–297.
Steenstrup, K. J. V. 1894: Om klitternes vandring. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening, 14 pp.
Stokes, W. L. 1968: Multiple parallel-truncation bedding planes – a feature of wind-deposited sandstone formations. Journal of Sedimentary Petrology 38, 510–515.
Sørensen, M. 1988: An analytical model of wind-blown sand transport. Acta Mechanica 1, 67–81.
Talbot, M. R. 1985: Major bounding surfaces in aeolian sandstones – a climatic model. Sedimentology 32, 257–265.
Thompson, D. B. 1969: Dome-shaped aeolian dunes in the Frodsham Member of the so-called "Keuper Sandstone Formation" (Scythian-Anisian: Triassic) at Frodsham, Cheshire Basin (England). Sedimentary Geology 3, 263–289.
Tsoar, H. 1982: Internal structure and surface geometry of longitudinal (seif) sunes. Journal of Sedimentary Petrology 52, 823–831.
Tsoar, H. 1983: Dynamic processes acting on a longitudinal (seif) sand dune. Sedimentology, 30, 567–578.
Verlander, J. E. 1994: The relationship between tectonic subsidence and the architecture and stratigraphy of aeolian systems: The Navajo Sandstone of southern Utah, USA. Abstract. 14th International Sedimentological Congress, Recife, Brazil, F-28.
Visher, G. S. 1969: Grain size distributions and depositional processes. Journal of Sedimentary Petrology 39, 1074–1106.
Walker, T. R. & Harms, J. C. 1972: Eolian origin of flagstone beds, Lyons Sandstone (Permian), type area, Boulder County, Colorado. Mountain Geology 9, 279–288.
Werner, B. T. 1988: A steady-state model of wind-blown sand transport. Journal of Geology 98, 1–17.
Wilson, I. G. 1971: Desert sandflow basin and a model for the development of ergs. Geographical Journal 137, 180–197.
Wilson, I. G. 1972: Aeolian bedforms – their development and origins. Sedimentology 19, 173–210.
Wilson, I. G. 1973: Ergs. Sedimentary Geology 10, 77–106.