# Aflejringer fra flettede floder, Atane Formationen, Øvre Kridt, Pingo, øst Disko

PETER N. JOHANNESSEN og LARS HENRIK NIELSEN



Johannessen, Peter N. & Nielsen, Lars H.: Aflejringer fra flettede floder, Atane Formationen, Øvre Kridt, Pingo, øst Disko. Dansk geol. Foren., Årsskrift for 1981, side 13-27, København, 15. juli 1982.

About 600 m of Upper Cretaceous to Lower Tertiary non-marine clastic sediments are overlain by about 200 m of Tertiary basalts in the Pingo area, east Disko. These sediments have not previously been sedimentologically investigated in detail, but are assumed to be deposited by meandering rivers.

The lowermost 300 m belonging to Atane Formation, Upper Turonian – Coniacian, comprise medium to very coarse-grained sandstone with minor proportions of fine-grained sandstone and coal. In this section seven facies have been recognized. About 60% of these facies consist of facies 1: large scale planar cross-bedded sandstone, which is interpreted as having been deposited from repetitive lobate transverse bars.

In facies 1 penecontemporaneous structures such as recumbent folds and water escape structures often occur. The genesis of the penecontemporaneous folds is discussed. Reactivation surfaces, backflow ripples, foreset segregation and the deformation structures all together suggest that frequent fluctuations has occurred in the water level in the river.

Due to the absence of clear fining upwards sequences, epsilon cross-beddings, levée- and floodplain deposits, and owing to the presence of unimodal current directions and a rather random facies distribution, it is concluded that the lowermost 300 m of the Pingo profile were deposited in the distal part of a sandy braided river, rather than in a meandering river.

Parts of the uppermost 300 m in the Pingo section may have been deposited by meandering rivers.

Peter N. Johannessen og Lars Henrik Nielsen, »Sandkassen«, Geologisk Museum, Østervoldgade 5–7, 1350 København K. 5. februar 1982.

# Indledning

Under afholdelsen af et geologisk kursus i sommeren 1981 på Arktisk Station, Disko, blev blandt andet et profil gennem fluviatile sandsten (Atane Formationen, Øvre Kridt) ved Pingo, øst Disko undersøgt.

Sedimenterne på Disko tilhører det vestgrønlandske sedimentationsbassin, der fra Vestgrønlands kyst strækker sig ud under Baffin Bugten, Davis Strædet og Labrador Havet (Henderson et al. 1976). Sedimenterne er blottede på en strækning langs kysten fra Ingnerit halvøen i nord til øgruppen Grønne Ejland i syd (fig. 1). Sedimenterne er af Nedre Kridt (Baremien) til Nedre Tertiær (hovedsagelig Danien) alder, og er fluviatile til lavt marine. Hovedtransporten har været fra sydøst mod nordvest, hvilket har bevirket en ændring fra et fluviodeltaisk miljø i syd til et prodeltaisk marint miljø i nord (Henderson et al. 1976, fig. 321). Seismiske undersøgelser (Sharma 1973, Elder 1975) har vist, at sedimenterne stedvis opnår tykkelser på op til 4 km, og at det prækambriske underlag besidder et vist relief.

Sedimenterne er overlejret af tertiære basalter (Clarke & Pedersen 1976). Den østlige begrænsning af sedimenterne er et system af forkastninger med nedforkastning mod vest. Forkastningerne har formentlig været aktive i perioder gennem Kridt og tidlig Tertiær (Rosenkrantz & Pulvertaft 1969). Henderson et al. (1976) påpeger dog, at en stor del – eventuelt den største del – af bevægelserne fandt sted efter sedimentationen. Pulvertaft (1979) påviser, at Kome Formationen (Nedre Kridt) øst for Kûk på det nordlige Nûgssuaq må have strakt sig længere øst på end den nuværende bassinrand, og at forkastningen, der udgør grænsen mellem grundfjeldet og sedimenterne, er yngre end Nedre Kridt.

På det vestlige Disko findes en nord-syd løbende gnejsryg, men om den har spillet en rolle for sedimentationen er usikkert. Der er dog vidnesbyrd om, at der er sket bevægelse langs ryggen under den tidlige del af den tertiære vulkanisme (Pedersen 1973).

De nonmarine kretasiske og tertiære klastiske sedimenter er blottet på Diskos nord-, øst- og



Fig. 1. Kortet viser beliggenheden af Pingo i det Kridt-Tertiære sedimentationsbassin, vest Grønland. (Modificeret fra Henderson et al., 1976).

Map showing the position of the Pingo area in the West Greenland Cretaceous-Tertiary basin. (Modified from Henderson et al., 1976).



Fig. 2. De to hovedlokaliteter 1 & 2 i Pingo området hvor profilopmålingen fandt sted. Ækvidistance 100 m. Kortet er udtegnet af Olav Winding GGU, på basis af flyfotos.

The two main localities marked 1 & 2 in the Pingo area where the sections were logged. Contour interval 100 m. Map drawn by Olav Winding GGU on the basis of airphotos.

sydkyst. Resten af Disko består af prækambrisk grundfjeld og tertiære basalter (fig. 1). De kretasiske lag hører til Atane Formationen (Nordenskiöld 1871), der ifølge Rosenkrantz (1970) er af øvre Turonien-Coniacien alder. Formationen består af vekslende sandsten og skifre og indeholder kullag.

De tidligere undersøgelser af sedimenterne på Disko har især været stratigrafiske og palæontologiske. Under vort ophold på Pingo lokaliteten (fig. 2, 3) havde vi lejlighed til at foretage en



Fig. 3. Oversigtsfoto der viser det undersøgte område i Pingo, set fra øst. Foto Asger Ken Pedersen.

The investigated section at Pingo viewed from the east. Photo Asger Ken Pedersen.



Fig. 4. Generaliseret lithologisk profil. Pilene viser de niveauer hvorfra profilerne fig. 5 og fig. 6 er opmålt.

Generalised lithological profile. Arrows shows the levels where the sections in fig. 5 and fig. 6 are measured.

række sedimentologiske observationer, der vil blive omtalt i det følgende.

# De sedimentære facies

Profilet ved Pingo består af ca 600 m subhorisontale løse til hærdnede sedimenter, der overleires af ca 200 m tertiære basalter. Desuden findes der en ca 30 m tyk sill i den øvre del af profilet, lige som en række tynde basaltgange gennemskærer sedimenterne. Sedimenterne består af terrigent klastisk materiale domineret af kvarts. Kornstørrelsen er hovedsagelig mellemsand til grovsand med lidt grus. Underordnet ses mørke kulholdige finkornede sandsten, siltsten og rene kullag med planteaftryk. Store og små konkretioner af hærdnet sandsten findes overalt. Fig. 4 viser et generaliseret lithologisk profil gennem hele lagserien. Vore observationer stammer hovedsagelig fra den nedre del, der nogenlunde svarer til Atane Formationen (Henderson et al. 1976). På fig. 5 & 6 ses nogle repræsentative profiler fra denne del af lagserien.

De opmålte profiler fra lagseriens nederste 300 m (Bennike et al. 1982) har dannet grundlag for en inddeling i syv facies, der er beskrevet nedenfor. Facies 1: Stor skala planart krydslejret sand

Beskrivelse: Denne facies består af mellem til meget groft sand og optræder oftest i ko-sæt (fig. 7). Sættykkelsen varierer fra 35 til 150 cm, men mest typisk er ca 50 cm. Hvert enkelt sæt er planart eller tabulært og laterale udbredelser på 30-40 m er almindelige. Sættene indeholder ofte reaktiveringsflader (fig. 5, 72 m). Forsættene, som er op til 5 cm tykke og hælder 25–30°, er hyppigt tangentielle, men kan være angulære. Disse to typer forsæt kan forekomme inden for samme sæt. Forsæt laminæ er velafgrænsede. De fleste forsæt er longitudinalt graderede (Allen 1965) med det groveste sediment i det basale forsæt (Saunderson & Jopling 1980), hvilket bevirker, at de fleste sæt er normalt graderede (fig. 5 og 6). De enkelte forsæt laminae er også ofte normalt graderede.

I sættenes nederste trediedel ses ofte tilbagestrømsribber (fig. 8). På bundsæt, tåsæt og somme tider på forsættet kan der forekomme kuldraperinger (fig. 9). Denne facies er den dominerende facies og optræder med en hyppighed på ca 60%. Ca 15% af sættene indeholder penekontemporært deformerede forsæt i form af vandundvigelsesstrukturer og medslæbte forsæt. Der er foretaget 79 strømmålinger, der viser en unimodal fordeling med en gennemsnitlig retning på 318° (fig. 10).

Tolkning: Facies 1 tolkes dannet ved migration af store tungeformede eller »transverse« gentagne barrer (Allen 1968; Collinson 1970; Smith 1970, 1971, 1972) og synes dannet i nedre strømområde i den nedre del af stor skala ribbe feltet ved mindre strømhastighed end megaribber (Harms & Fahnestock 1965; Harms et al. 1975; Collinson 1978; Jones 1979). I et efterfølgende afsnit er de ovennævnte detailstrukturer beskrevet og tolket mere indgående.

Facies 2: Medium skala planart krydslejret sand Beskrivelse: Består af mellem til grovsand og forekommer ofte i ko-sæt. Sættykkelsen er 10 til 15 cm. Sættene er ofte normaltgraderede, og forsættene er angulære (fig. 5, 128 m). Den væsentligste forskel mellem facies 1 og 2 er ud over sættykkelsen tilstedeværelsen af tilbagestrømsribber og medslæbte forsæt i facies 1. Facies 2 forekommer med en hyppighed på knap 10%. Der er foretaget 14 strømmålinger, der viser en unimodal fordeling, med en gennemsnitlig retning på 306° (fig. 11).



Fig. 5. Repræsentative sedimentologiske profiler. Profilet til venstre er opmålt på lokalitet 1, fig. 2 og de to øvrige på lokalitet 2, fig. 2. Yderligere signatur forklaring se fig. 6.

Representative sedimentological logs. The left hand log is from locality 1, fig. 2, the two logs to the right are from locality 2, fig. 2. See fig. 6 for legend.

### Dansk Geologisk Forening, Arsskrift for 1981 [1982]



Fig. 6. Repræsentativt sedimentologisk profil fra lokalitet 2, opmålt af Walter Brüsch. Signatur forklaring se fig. 5.

Representative sedimentological log from locality 2. Measured by Walter Brüsch. See fig. 5 for legend.

Tolkning: Medium skala planart krydslejret sand er dannet ved migration af »sandwaves« i den nedre del af stor skala ribbefeltet (Harms et al. 1975; Cant 1978; Collinson 1978). De angulære forsæt tyder på, at den væsentligste sedimenttransport har fundet sted som bundtransport (Jopling 1965). Der er muligvis tale om en gradvis overgang mellem facies 1 og 2 (Bennike et al. 1982), ligesom beskrevet af Jones (1979). På trods af at der i den nyeste litteratur (f.eks. Collinson 1978) er en tendens til at kalde såvel ligeryggede megaribber som »transverse« og tungeformede barrer for »sandwaves«, har vi valgt at skelne mellem barrer (stor skala planar krydslejring) og »sandwaves« (medium skala planar krydslejring) for at lette sammenligningen med studier af recente floder (f.eks. Collinson 1970; Smith 1970, 1971, 1972).



Fig. 7. Ko-sæt af stor skala planart krydslejret sandsten (facies 1). Sættet øverst i billedet består af alternerende tykke grovkornede og tynde finkornede forsæt. Sættet i billedets nedre halvdel består af alternerende grusrige grove og mindre grove forsæt. Bemærk desuden et mindre parti med medslæbte forsæt i toppen af det øverste sæt. Foto Walther Brüsch.

Coset of large scale cross-bedded sandstone (facies 1). The set in the upper part of the photo display alternating thick coarse grained and thin fine grained forsets. The set in the lower half of the photo has alternating pebble rich coarse grained and less coarse grained foresets. Note a small area with oversteepened foresets in top of the uppermost set. Photo Walther Brüsch.

### Facies 3: Stor skala trug krydslejret sand

Beskrivelse: Denne facies består af trug krydslejret sæt med sættykkelser fra 20 til 50 cm, der næsten udelukkende forekommer som ko-sæt, der er fra 0.5 til 1.5 m tykke. Kornstørrelsen er hovedsagelig mellemsand. Sættene kan være graderede og større kulfragmenter ses ofte i bunden af trugene. Den laterale udbredelse er ringe. Hyppigheden er knap 10%. Der er foretaget 7 strømmålinger og den gennemsnitlige strømretning er 348° (fig. 11).

Tolkning: Facies 3 er dannet ved migration af sinuøse eller lunate megaribber i den øvre del af



Fig. 8. Kuldominerede tilbagestrømsribber i facies 1. Coal rich backflow ripples in facies 1.



Fig. 9. Feltskitse, der viser hvorledes suspensionsaflejrede kulpartikler er fordelt på forsæt efter størrelse og har dannet kuldominerede bundsæt.

Field sketch showing suspension deposited coal particles arranged by size along cross-strata, resulting in a coal dominated bottomset.

nedre strømområde (Harms & Fahnestock 1965; Harms et al. 1975). Det forhold, at trug krydslejringen ikke optræder ret hyppigt viser, at strømog dybdeforholdene i aflejringssystemet kun sjældent har været passende for dannelse af megaribber, idet megaribberne ikke antages at have haft et ringere bevaringspotentiale end de øvrige facies – snarere tværtimod. Når trug krydslejring optræder, er det næsten udelukkende i ko-sæt (fig. 5 og 6), hvilket synes at vise, at når passende strøm- og dybdeforhold én gang er etableret, så



Fig. 10. Strømrose der viser en unimodal fordeling af palæostrømretninger målt i facies 1. Den gennemsnitlige retning (79 målinger) er 318°.

Current rose showing unimodal distribution of palaeocurrent directions measured in facies 1. The average direction (79 measurements) is 318°.



Fig. 11. Strømroser. Den gennemsnitlige palæostrømretning (14 målinger) i facies 2 er 306°. Rosen viser en unimodal fordeling. Den gennemsnitlige retning (7 målinger) i facies 3 er 348°. Det lille antal målinger viser tilsyneladende en unimodal fordeling.

Palaeocurrent roses. The average current direction (14 measurement) in facies 2 is  $306^{\circ}$ . The current rose shows an unimodal distribution. The average current direction (7 measurements) in facies 3 is  $348^{\circ}$ . The limited number of measurements shows an apparently unimodal distribution.

eksisterer disse så længe, at flere megaribber har vandret ind over hinanden og derved dannet flere overlejrende sæt med trug krydslejring.

Cant (1978) har observeret, at der ved faldende vandføring i South Saskatchewan floden efter en periode med maksimal vandføring sker en stor vertikal tilvækst af sediment i kanalerne. Cant formoder derfor, at der herved fremkommer kosæt med trug krydslejring, idet den dominerende bundform i kanalerne er sinuøse megaribber. En tilsvarende situation kunne være årsag til, at facies 3 så konsekvent forekommer i ko-sæt.

Fig. 12. Skævt snit gennem to stor skala planart krydslejrede sæt (A & C). Forsættene i A og C hælder 25°–30° mod vest (285°). Sæt C er sammenvævet med et megaribbe tog B langs dets basis. Megaribbenen har migreret mod nord (15°). Megaribberen en (B) indicerer at en relativ kraftig strøm har løbet parallelt med en migrerende barrefront (C). Den øverste del af C visr vandundvigelsestrukturer.

I

Oblique section through two large scale planar cross-bedded sets (A & C). Foresets in A and C dip  $25^{-2}0^{\circ}$  towards the west (285'). Set C interfingers along its base with a dune train, B. The dune foresets indicate current directions towards the north (15°). This shows that the dunes, (B) has been created by a current running parallel to a migrating bar front (C). Top section of C shows water escape structures.

Ε

19

Dansk Geologisk Forening, Arsskrift for 1981 [1982] ØNN C മ 4 1 ł ۱

I



SSV

De gennemsnitlige strømretninger bestemt i facies 1 og 2 er indbyrdes overensstemmende, mens den gennemsnitlige retning bestemt i facies 3 er lidt afvigende fra disse. Dette kan dog skyldes det lille antal målinger i facies 3. I flere tilfælde (fig. 5, 70-72 m, 124,5-126 m) ses, at strømretninger bestemt på trug krydslejring afviger op til 90° fra under og overliggende stor skala planar krydsleiring. Dette kan forklares ved, at megaribberne har vandret i små kanaler mellem eller foran barrerne. Et eksempel på, at megaribber har vandret foran barrerne er vist i fig. 12. Her ses, at megaribbernes forsæt er sammenvævet med barrens forsæt (Fig. 12 zone B). Denne sammenvævning kan kun forklares ved, at barren har bygget ud samtidig med at megaribberne har vandret langs barrens læside (fig. 13 d).

Ifølge Harms et al. (1975) har vanddybden over megaribberne, som har dannet facies 3, været mindst det dobbelte af sættykkelsen, under forudsætning af, at det meste af det oprindelige sæt er bevaret. Antager vi, at dette er tilfældet, betyder det, at vanddybden har været mindst 0.4 m for de mindste megaribbers vedkommende og mindst 1 m for de størstes vedkommende. På baggrund af forsøg i strømnings kanaler (Harms et al. 1975, fig. 2–3, 2–6) og målinger i recente floder (Cant 1978), synes det rimeligt at antage, at strømhastigheden har været mindst 0.6 m/sek. og maksimalt 1.5 m/sek.

#### Facies 4: Strukturløst sand

Beskrivelse: Denne facies består af strukturløst mellemsand som forekommer i 25 til 50 cm tykke lag. Den laterale udbredelse er ringe. Denne facies optræder med en hyppighed på ca 2%.

Tolkning: Strukturløst sand er enten dannet ved aflejring fra en meget materiale holdig strøm (sedimentstrøm) eller ved at vandundvigelse har udslettet de primære strukturer i en af de øvrige facies. Hvis et sediment bliver udsat for »liquefaction« er det let at erodere (Lowe 1975, 1976). Er strømmen over sedimentet samtidig kraftig, kan der ske en voldsom erosion af sedimentet, således at koncentrationen af sediment i bunden af strømmen bliver så stor, at den må betegnes som en sedimentstrøm. Når sedimentstrømmen mister sin transportevne vil der kunne aflejres strukturløst sand (Lowe 1976). Middleton (1967) foreslår, på baggrund af laboratorieforsøg, at aflejring fra en højkoncentreret strøm netop giver et strukturløst lag svarende til A-divisionen i en turbidit. Rust (1968) har beskrevet linser af strukturløst sand, som han formoder er aflejret fra en tung sedimentladet strøm.

Strukturløst sand kan dog også være dannet ved, at en af de øvrige facies bliver udsat for »liquefaction« eller »fluidization«, hvorved den efterfølgende vandundvigelse kan udslette de primære strukturer (Lowe 1975).

Begge processer har formentlig bidraget til dannelsen af facies 4, idet strukturløst sand er set i forbindelse med vandundvigelsesstrukturer og i forbindelse med medslæbte forsæt.

#### Facies 5: Parallel lamineret mellemsand

Beskrivelse: Parallelt lamineret mellemsand forekommer i 20 til 140 cm tykke enheder. Vandundvigelse har forstyrret den primære lamination i ca 30% af enhederne. Primær strømlineation er set enkelte steder på hærdnede lagflader. Hyppigheden af facies 5 er knap 10%.

Tolkning: Denne facies er sandsynligvis dannet i både øvre og nedre strømområdes planbundsfase (Harms et al., 1975).

#### Facies 6: Krydslamineret silt og finsand

Beskrivelse: Består af lag med småskala krydslejret finsand og silt. Desuden forekommer lag med bølgende uregelmæssig lamination bestående af finsand, silt og ler, tynde kullag samt flasers. Hyppigheden er ca 5%.

Tolkning: Denne facies er dannet af migrerende småribber i nedre del af nedre strømområde, vekslende med aflejringer fra suspension i perioder med stillestående vand.

# Facies 7: Kul

Beskrivelse: Kul findes som isolerede partikler i alle de øvrige facies, men kan også danne sammenhængende lag. Tre lag af henholdsvis 1 m, 0,5 m og 0,15 m tykkelse er set. Det tykkeste kullag som havde en pladeformet geometri og en lateral udbredelse på mindst 200 m, er både under- og overlejret af facies 6. Der er ikke konstateret rodhorisonter, men vedfragmenter og planteaftryk er af og til set. Hyppigheden er under 2%.

Tolkning: Kullet er allochtont og aflejret i stillestående vand. Den pladeformede geometri, samt den laterale udbredelse af det tykkeste kullag, viser at det sandsynligvis er afsat i en mindre sø.





1 m

Fig. 13. De forskellige interne strukturer i facies 1 kan skyldes følgende processer.

a) Kornstørrelse segregation dannet som følge af migrerende lunate megaribber (efter Smith 1972).

b) Kornstørrelse segregation dannet som følge af alternerende skred- og suspensions aflejringer (efter Jopling 1965).

c) Alternerende skred- og tilbagestrøms ribbe aflejringer.

d) Megaribber dannet af en strøm der løber parallelt med en migrerende barrefront.

e) Reaktiveringsflade dannet ved at en ny barre migrerer over en ældre og modificerer den ældre barre.

f) Ældre barre begravet under en nyere migrerende barre, uden at den ældre er modificeret.

g) Foldede forsæt dannet af en tung sedimentstrøm som løber ned af en barrefront der samtidig er udsat for et stort porevandstryk eller »liquefaction«.

h) Medslæbte forsæt dannet af en tung sedimentstrøm som løber over en barre, der samtidig er udsat for et stort porevandstryk eller »liquefaction«. Different internal structures in facies 1 can be interpreted as a result of the following processes.

a) Grain size segregation as a result of dune migration on top of bar.

b) Grain size segregation as a result of alternating avalancheand suspension deposits.

c) Alternating avalanche- and backflow ripple deposts.

d) Dunes formed by current running parallel to a migrating bar front.

e) Reactivation surface created by a new bar migrating over an existing bar, with pronounced modification of the latter.

f) Old bar buried under new migrating bar, without modification of the former.

g) Folded foresets created by dense sediment rich currents flowing down a bar front while this was liquefied or under high pore water pressure.

h) Recumbent folds created by dense sediment loaded currents flowing over a bar while this was liquefied or under high pore water pressure.

# Detailstrukturer i facies 1

I dette afsnit vil der blive gjort rede for nogle detailstrukturer i facies 1, som viser at barrerne er dannet under varierende afstrømningsforhold.

#### Forsæt segregation

Den alternerende forekomst af tykke grovkornede og tynde finkornede forsæt (fig. 7) viser, at det grovkornede sediment sandsynligvis er leveret til barrefronten af »sandwaves«, der har migreret på barrens ryg. Mellem hvert skred af grovkornet sediment, er der aflejret finkornet sediment i læ af barren (Collinson 1970; Smith 1972). »Sandwaves« er stabile bundformer på højtliggende områder som barrer ved strømhastigheder mellem 0,5 og 0,7 m/sek. afhængig af vanddybden (Cant 1978).

I de tilfælde hvor forsættene skiftevis er grusrige grove og mindre grove (fig. 7) har der sandsynligvis migreret lunate megaribber på barrens ryg. I trugene foran megaribbene findes det groveste materiale, og de grusrige grove forsæt dannes, når et trug når hen til barrefronten (Smith 1972), mens de mindre grove dannes, når en megaribbe spules udover barrefronten (fig. 13 a).

De to dannelsesmåder af segregering viser, at barrerne er dannet under varierende strømhastigheder, idet megaribber er stabile bundformer ved større hastigheder end »sandwaves« (Harms et al. 1975; Collinson 1978), og er ifølge Cant (1978) den dominerende bundform på højtliggende områder ved hastigheder på ca 1,5 m/sek.

#### Forsæt og bundsæt aflejret fra suspension

Suspensionsaflejringer på for- og bundsæt ses særligt tydeligt hvor de fremhæves af kulpartikler. På fig. 9 ses en karakteristisk fordeling af kulpartikler efter størrelse med de største højest oppe på forsættet og de fineste på bundsættet. På fig. 13 b er det skitseret, hvorledes denne fordeling dannes. I de tilfælde, hvor kulpartikler er aflejret fra suspension og dominerer langt op ad forsættene (fig. 9), har dybdeforholdet og/eller strømhastigheden været lille (Jopling 1965). I de kuldominerende lag i bundsættet forekommer en del kvartskorn i sandfraktionen.

Jopling (1966) og Saunderson og Jopling (1980) foreslår, at suspensionstransport af sand er veludviklet ved strømhastigheder, der er 2 til 2,5 gange tærskel hastigheden, hvor sandet netop bevæger sig langs bunden. I de tilfælde, hvor der findes mellemsand på bundsættet, kan suspensionstransporten af sandet derfor være sket ved strømhastigheder på 0,5 til 0,63 m/sek. over barren.

# Tilbagestrømsribber

Tilbagestrømsribber kan ifølge Jopling (1961) og Allen (1968) dannes, når strømhastigheden over barren er større end 0,6 m/sek. I tilknytning til de ovenfor omtalte suspensionsaflejringer, har modstrømshvirvlen som oftest været for svag til at danne tilbagestrømsribber, og der er istedet akkumuleret 1-2 cm tykke kullag på bundsættet. Af og til ses dog tilbagestrømsribber i forbindelse med disse suspensionsaflejringer (fig. 9). Ribberne når som regel ca. en tredjedel op af barreforsættene, og deres formsæt er ofte draperet af et meget tyndt kulrigt lamina. Ribbehøjden er 1 til 2 cm, og forsættene består af laminæ med et varieret indhold af findelt kul. Kornstørrelsen er mindre end barreforsættets skredaflejringer, hvilket må skyldes, at modstrømshvirvlen kun har været i stand til at transportere det sediment, der er faldet ud fra suspension i læ af barren. Ribberne må derfor være dannet mellem to efterfølgende skredaflejringer, samtidig med at finkornet sediment er faldet ud fra suspension (fig. 13 c).

Tilbagestrømsribber af den type, som Boersma, Van de Meene og Tjalsma (1968) har beskrevet, findes også i facies 1 (fig. 8). Disse ribber findes kun i de tilfælde, hvor forsættene består af skredaflejret sediment og synes at kræve kraftigere modstrømshvirvler, idet ribberne er højere og mere grovkornede.

Det er i flere tilfælde set, at tilbagestrømsribberne klatrer skævt op ad barrernes forsæt. Dette kan enten skyldes at barrefronten er orienteret skævt i forhold til strømmen, som lobate transverse barrer (Smith 1972; Jones 1979), eller at modstrømshvirvlen afbøjes af en tværgående strøm (Boersma et al. 1968).

### Reaktiveringsflader

Reaktiveringsfladerne i facies 1 forløber som regel fra den øvre til den nedre sætgrænse, og er ofte opad konvekse. Forsættene over og under reaktiveringsfladerne har samme kornstørrelse, tykkelse og hældning, og hælder mere end reaktiveringsfladerne (fig. 5, 72 m).

Da de fleste af reaktiveringsfladerne når ned til den nedre sætgrænse og ikke forekommer i grup-

per eller er associeret med små skala krydslejring, er de ikke dannet p.gr.a. ersoion fra mindre bundformers læsidehvirvel (McCabe og Jones 1977; Jones 1979) eller ved hurtig vandstandssænkning (Collinson 1970). De kan derimod være dannet som følge af en pludselig vandstandsstigning. McGowen og Groat (1971) og Smith (1972) foreslår, at en pludselig stigning af vanddybden kan starte dannelsen af nye opstrøms barrer. De ældre barrer, som var tilpasset de tidligere strømforhold, kan blive modificeret af de nye strømforhold, eller blive udfladiget af de nye barrers læsidehvirvel. De nye barrer vil passere og bygge udover de udfladigede barrefronter og genoprette de ældre barrers oprindelige læsidehældning over reaktiveringsfladerne (fig. 13 e). I nogle tilfælde bygger nye barrer udover ældre, uden at læsiderne bliver modificerede (fig. 13 f).

#### Penekontemporære deformationer

Penekontemporære deformationer er set i facies 5 og især i facies 1. I facies 5 består deformationerne udelukkende af vandundvigelsesstrukturer, mens der i facies 1 også forekommer medslæbte forsæt (eng.: Deformed cross-bedding, penecontemporaneous recumbent folds, oversteepened foresets).

#### Vandundvigelsesstrukturer

Vandundvigelsesstrukturer findes ofte i krydslejret fin- til mellemkornet sand aflejret ved store sedimentationshastigheder og skyldes en »liquefaction« eller en »fluidization« (Lowe 1975). »Liquefaction« eller »fluidization« kan opstå ved pludselig stigning i floders afstrømning (Harms i: Hendry & Stauffer 1975) eller ved faldende vandføring efter afstrømningsmaksima (Coleman 1969).

Vandundvigelsesstrukturerne kan enten være begrænset til et enkelt sæt (fig. 5, 123,5 og 128,5 m) eller gennembryde sætgrænserne (fig. 5, 122 m). Det sidste tilfælde viser, at den overliggende enhed er aflejret, før vandundvigelsen fandt sted.

#### Medslæbte forsæt

Medslæbte forsæt findes i ca. 10% af facies 1 og optræder i mange stratigrafiske niveauer. Der er tale om to typer af medslæb. På fig. 5, 115–116,5 m ses type 1. Den nederste del af sættet er sjældent medslæbt, og forsættene nærmer sig den



Fig. 14. Feltskitse, der viser foldede forsæt overlejret af strukturløst sand.

Field sketch showing folded foresets overlain by structureless sand.

nedre sætgrænse tangentielt. I den øvre del af sættet bliver forsættene gradvis stejlere, for til sidst at kippe over og hælde modsat, således at ombøjningszonen for de overkippede forsæt oftest befinder sig i sættets midterste eller øvre del.

Det er karakteristisk, at ombøjningszonen er subhorisontal, at deformationen altid er begrænset til et enkelt sæt, og at forsættene altid er overkippede i nedstrømningsretning. I 4 ud af 13 tilfælde i de opmålte profiler er det overliggende lag strukturløst sand (f.eks. fig. 5, 116,5 m). Andre gange ses flere overlejrende sæt med medslæbte forsæt. Den maksimale horisontale udbredelse af denne type medslæbte forsæt er op til ca. 20 m i strømretningen, og svarer til type 1 i Hendry & Stauffer (1975).

Udover denne er der set en anden type medslæbte forsæt (fig. 14). Her er forsættene foldede i små folder med subhorisontale foldeakser, der er orienteret parallelt med forsættenes strygning. Foldernes vergens har samme orientering som forsættenes hældningsretning. Deformationen er begrænset af sætgrænserne, og det ses endvidere (fig. 14), at deformationen er begrænset til mindre partier af forsættene. I nogle tilfælde ses strukturløst sand mellem de deformerede og de efterfølgende udeformerede forsæt.

Deformerede forsæt kan dannes af trækkræfter fra en strøm, der løber hen over et sediment, der er ustabilt p.gr.a. et forhøjet porevandstryk. Ifølge Allen & Banks (1972) og Turner (1981) skal sedimentet være så ustabilt, at »liquefaction« er nødvendig før forskydningsspændingen fra strømmen er i stand til at deformere sedimentet. Den nødvendige »liquefaction« menes at opstå som følge af jordskælvsbølger, hvorfor tilstedeværelsen af medslæbte forsæt peger på nærliggende forkastningsaktivitet på aflejringstidspunktet (Allen & Banks 1972; Turner 1981). Der foreligger imidlertid en anden mulighed, idet sedimenterne i floden kan blive udsat for »liquefaction« og højt porevandstryk under eller efter en periode med kraftig vandføring (Harms i: Hendry og Stauffer 1975; Coleman 1969), Da et »liquefied« sediment er meget let at erodere (Lowe 1975, 1976; Hendry & Stauffer 1975), kan en stærk strøm - f.eks, under eller umiddelbart efter en periode med maksimal vandføring derfor let forårsage en voldsom erosion i de øvre dele af sedimentet. Der kan herved, som beskrevet under facies 4, dannes tunge sedimentladede strømme, hvorved der kan opnås så store forskydningsspændinger, at et sediment kan deformeres, hvis det besidder et forhøjet porevandstryk. Sådanne sedimentladede strømme kan afleire linser af strukturløst sand oven på de deformerede sæt (Rust 1968).

Da der i Pingo profilet optræder medslæbte forsæt i mange stratigrafiske niveauer, og da de færreste jordskælv vil forårsage »liquefaction« (Hendry & Stauffer 1975), betyder det, at der på aflejringstidspunktet for Atane Formationen skal have været en voldsom forkastningsaktivitet. Dette kan formentlig udelukkes (Henderson et al. 1976; Pulvertaft 1979). Endvidere kræver tilstedeværelsen af flere overlejrende sæt med medslæbte forsæt, at jordskælvsbølgerne er nøje korreleret med de kortvarige sedimentations begivenheder, hvilket synes udelukket (Lowe 1975).

Vi kan derfor opstille følgende sandsynlige hændelsesforløb for dannelsen af de medslæbte forsæt, der er iagttaget i Pingo profilet. Under eller umiddelbart efter kraftig vandføring i flodsystemet stiger porevandstrykket i barrerne og stedvis sker der en »liquefaction«. På grund af den store forskydningsspænding sedimentet udsættes for som følge af den store vandføring, eroderes de øvre dele af de »liquefied« barrer, og en tung sedimentladet strøm dannes. Denne strøm følger barrernes overflade og deformerer disse, der som følge af højt porevandstryk og eventuelt »liquefaction« er lette at deformere (fig. 13 h). Nogle gange når strømmen hen til en barres front og løber ud over denne og ned langs barrens læside. Herved deformeres barrens front i små folder (fig. 13 g). Når den sedimentladede strøm mister sin transportevne aflejres linser af strukturløst sand, eller strømmen »opløses« p.gr.a. turbulens og opblanding og mister herved sin karakter som sedimentstrøm. Det sidste kan eventuelt forklare, hvorfor vi ikke altid ser disse linser af strukturløst sand over de deformerede forsæt.

Denne model for dannelsen af de medslæbte forsæt indebærer, at der hyppigt har været en vis variation i flodsystemets vandføring. Det samme synes den hyppige tilstedeværelse af vandundvigelsesstrukturer at gøre.

### Aflejringsmiljø

I de tidligere afsnit er der beskrevet syv facies og forskellige associerende sedimentstrukturer. I det følgende vil det blive forsøgt at sætte tolkningerne af disse ind i en fælles ramme og dermed beskrive palæomiljøet.

Den totale mangel på bioturbation, spor- og kropsfossiler samt manglen på andre marine indikatorer udelukker, at sedimenterne er afsat i et marint miljø.

Den store mægtighed af mellem til grovkornet sandsten med få underordnede indslag af finkornede sedimenter, samt de næsten udelukkende strømgenerede strukturer, der viser en unimodal fordeling, peger på et fluviatilt miljø.

Tidligere er sedimenterne ved Pingo ment aflejret af mæandrerende floder (Henderson et al. 1976). Men flere forhold taler mod, at dette er tilfældet i den nedre del af Pingo profilet, som stort set svarer til Atane Formationen. Der er ikke set tydelige opad finende sekvenser, afsnørede kanaler, markante erosionshorisonter med bundkonglomerat, hyppige trug krydslejringer, pointbar krydslejring, levéeaflejring eller rodhorisonter, som er karakteristisk for aflejringer fra mæandrerende floder (Allen 1970; Jackson 1976 a).

Fra nogle mæandrerende floder er der beskrevet stor skala planar krydslejring dannet af »scroll« barrer (Sundborg 1956; Jackson 1976 b), »chute« barrer (McGowen & Garner 1970; Levey 1978) eller »transverse« barrer (Jackson 1976 b; Levey 1978). Men da det er karakteristisk, at disse barretyper kun er repræsenteret vedeten kelteller ganske få krydslejrende sæt i hver sekvens, vil hyppigheden være langt mindre, end den er for facies 1. Desuden vilstrømretninger bestemt på så danne sæt som regel være afvigende fra strømretninger bestemt på de øvrige strukturer.

På baggrund af de ovennævnte forhold kan det derfor konkluderes, at sedimenterne i den nedre del af Pingo profilet ikke er aflejret af mæandrerende floder. Derimod viser de unimodale strømretninger, den næsten tilfældige vertikale faciesfordeling og den ringe repræsentation af finkornede facies, at aflejringen er sket i distale dele af sandede flettede floder (eng.: Braided rivers) (Smith 1970, 1971, 1972 og 1974; Collinson 1970 og 1978). Da Pingo profilet udviser en generel opad finende karakter, er det muligt, at aflejringer fra flettede floder afløses af aflejringer fra mæandrerende floder eller deltafordelingsarme i de øverste ca 250 m af sedimenterne, hvor finkornede facies optræder hyppigt (fig. 4).

De opmålte profiler (fig. 5 og 6, samt Bennike et al. 1982) udviser ingen veludviklet cyklisitet. Dette kan skyldes, at den flettede flod ikke har haft større niveauforskelle i form af dybe kanaler, afsnørede kanaler eller veldefinerede bredder (Miall 1977). De meget hyppige ko-sæt af stor skala planar krydslejring og den markante dominans af facies 1 viser, at barrerne har været den dominerende bundform. Barrerne har sandsynligvis været ude af fase med hinanden (Collinson 1970) og har migreret på en bred, vidt udstrakt flodslette med let eroderbare bredder. Flodslettens relief har været lavt og skyldtes stort set kun de migrerende barrer.

Ved pludselige vandstandsstigninger har nye opstrøms barrer overtaget de tidligere barrer, og overlejrende sæt adskilt af reaktiveringsflader er dannet. Under maksimal vandføring har megaribber migreret på ryggen af barrerne og i mindre kanaler foran og imellem barrerne. Under eller umiddelbart efter maksimal vandføring er der stedvis dannet medslæbte forsæt og vandundvigelsesstrukturer som følge af »liquefaction« og forhøjet porevandstryk. De få finende og tyndende opad sekvenser, der ses i profilerne (fig. 5 og 6) samt ko-sættene med trug krydslejring, er formentlig dannet under faldende vandføring efter en periode med maksimal vandføring (Cant 1978).

Ved normal vandføring har »sandwaves« migreret på barrernes rygge. Forskellige typer af tilbagestrømsribber og variation i mængden af suspensionsmateriale på barreforsæt og bundsæt afslører mindre ændringer i strømhastighed og vanddybde. Dette kan skyldes ændringer i vandføring eller skiftende positioner af barrer og små kanaler, som bevirker lokale variationer i dybde og hastighed (Smith 1971).

Da stærkt modificerede barrer (Collinson 1970, Smith 1971) ikke er typiske for profilet, har vandføringen sjældent været så lille, at barrerne er blevet eksponeret. Floden har formentlig kun ved lav vandføring haft et egentligt flettet forløb, hvor opragende barrer har opdelt strømmen i mindre løb.

Den meget hyppige forekomst af kulfragmenter viser, at floden har gennemløbet områder med rig vegetation, eller har eroderet i ældre kullag. Den generelle transportretning har været mod nordvest, og kildeområdet har formodentlig været det syd og øst for liggende Prækambriske grundfjeld.

Udover profilet ved Pingo havde vi lejlighed til at undersøge nogle blotninger af Atane Formationen i kystklinterne nord for Skansen, øst Disko (ca 40 km sydvest for Pingo). De syv facies beskrevet fra Pingo kan genfindes her med samme indbyrdes fordeling, og aflejringsmiljøet har været det samme som ved Pingo (Bennike et al. 1982). Den generelle strømretning er bestemt til 250° (11 målinger i facies 1).

På baggrund af vore undersøgelser i Pingo profilet og kystklinterne nord for Skansen, samt tidligere undersøgelser ved Kûk, nordkysten af Nûgsuaq (Pulvertaft 1979), og ved Itsako, Svartenhuk (Andreasen 1981), synes det rimeligt at antage, at flettede floder har præget områder langs randen af det vestgrønlandske sedimentationsbassin gennem perioder af Kridt.

#### Tak

Nærværende afhandling bygger på data indsamlet på et geologisk sommerkursus afholdt på Arktisk Station, Godhavn, Disko, fra den 28.7– 15.8.1981. Nils Frandsen har anbefalet og introduceret Pingo lokaliteten for os. Kursets lærere – Asger Ken Pedersen og Svend Funder – har introduceret os til området som sådan. De øvrige deltagere i kurset – Ole Bennike, Maja Boserup, Walter Brüsch, Jan Hegener og Ole Vejbæk – har stillet deres data til rådighed for os. John Miller og H. C. S. Hansen har bidraget med diskussioner og relevant litteratur. Finn Surlyk har kritisk læst en tidlig udgave af manuskriptet og har bidraget med gode forslag. Det fotografiske arbejde er udført af O. B. Berthelsen og N. Botfeldt. Ragna Larsen har rådgivet angående det tegnetekniske, Olav Winding, GGU har udtegnet kortet fig. 2, og A. K. Brantsen, M. Hornstrup og B. Olesen har maskinskrevet manuskriptet.

# Litteratur

- Allen, J. R. L. 1965: Sedimentation to the lee of small underwater sandwaves: An experimental study. *Jour. Geology* 73, 95-116.
- Allen, J. R. L. 1968: Current ripples, pp. 433. North-Holland, Amsterdam.
- Allen, J. R. L. 1970: A quantitative model of grain size and sedimentary structures in lateral deposits. Geol. J. 7, 129-146.
- Allen, J. R. L. & Banks, N. L. 1972: An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology* 19, 257-283.
- Andreasen, F. 1981: Sedimentological observations in Cretaceous and Tertiary rocks in the northern part of the West Greenland sedimentary basin. *Rapp. Grønlands geol. Un*ders. 105, 26–27.
- Bennike, O., Boserup, M., Brüsch, W., Funder, S., Hegner, J., Johannessen, P. N., Nielsen, L. H., Pedersen, A. K., Vejbæk, O. V. 1982: Geologisk feltkursus Arktisk station 1981. Upubliceret kursusrapport. Københavns Universitet. Under udarbeidelse.
- Boersma, J. R., Van de Meene, E. A. & Tjalsma, R. C. 1968: Intricated cross-stratification due to interaction of a megaripple with its lee-side system of backflow ripples (upper-pointbar deposits, lower Rhine). Sedimentology 11, 147-162.
- Cant, D. J. 1978: Bedforms and bar types in the South Saskatchewan River. J. sedim. Petrol. 48, 1321-1330.
- Clarke, D. B. & Pedersen, A. K. 1976: Tertiary volcanic province of West Greenland, I Escher, A. & Watt, W. S. (eds.) Geology of Greenland, 365-385. Copenhagen: Geological Survey of Greenland.
- Coleman, J. M. 1969: Brahmaputra River: Channel processes and sedimentation. Sediment. Geol. 3, 129–239.
- Collinson, J. D. 1970: Bedforms of the Tana River, Norway. Geogr. Annalr. 52-A, 31-56.
- Collinson, J. D. 1978: Alluvial Sediments. I Reading, H. G. (ed.) Sedimentary Environments and Facies, 15-60.
- Elder, J. E. 1975: A seismic and gravity study of the western part of Cretaccous-Tertiary sedimentary basin of central West Greenland. Rapp. Grønlands geol. Unders. 69, 5-9.
- Harms, J. C. & Fahnestock, R. K. 1965: Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande). I Middleton, G. V. (ed.) Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 12, 84-115.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. & Walker, R. G. 1975: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Soc. econ. Paleont. Miner., Short Course 2, 161 pp.
- Henderson, G., Rosenkrantz, A. & Schiener. E. J. 1976: Cretaceous-Tertiary sedimentary rocks of West Greenland. I Escher, A. & Watt, W. S. (eds.) Geology of Green-

land, 340-362. Copenhagen: Geological Survey of Greenland.

- Hendry, H. E. & Stauffer, M. R. 1975: Penecontemporaneous recumbent folds in trough cross-bedding of Pleistocene sands in Saskatchewan, Canada. J. sedim. Petrol 45, 932-943.
- Jackson, R. G. II 1976 a: Depositional model of point bars in the Lower Wabash River. J. sedim. Petrol. 46, 579-594.
- Jackson, R. G. II 1976 b: Largescale ripples of the lower Wabash River. Sedimentology 23, 593-623.
- Jopling, A. V. 1961: Origin of regressive ripples explained in terms of fluid mechanic processes: Short Papers in Geol. and Hydrol. Sci. U.S. Geol. Survey Prof. Pap., 424-D, 15-17.
- Jopling, A. V. 1965: Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. J. sedim. Petrol. 35, 777-791.
- Jopling, A. V. 1966: Some principles and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleo-flow regime. J. sedim. Petrol. 36, 5–49.
- Jones, C. M. 1977: The effects of varying discharge regimes on bed form sedimentary structures in modern rivers. *Geology* 5, 567-570.
- Jones, C. M. 1979: Tabular cross-bedding in Upper Carboniferuos fluvial channel sediments in the Southern Pennines, England. Sediment. Geol. 24, 85-104.
- Levey, R. A. 1978: Bed-form distribution and internal stratification of coarse-grained point bars, Upper Congaree River, S. C. I: Miall, A. D. (ed.) *Fluvial sedimentology*, 105-127. Canadian Society of Petroleum Geologists.
- Lowe, D. R. 1975: Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology 22, 157-204.
- Lowe, D. R. 1976: Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. Sedimentology 23, 285– 308.
- McCabe, P. J. & Jones, C. M. 1977: The formation of reactivation surfaces within superimposed deltas and bed forms. J. sedim. Petrol. 47, 707-715.
- McGowen, J. H. & Garner, L. E. 1970: Physiographic features and stratification types of coarse-grained points bars: modern and ancient examples. *Sedimentology* 14, 77–111.
- McGowen, J. H. & Groat, C. G. 1971: Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Report of Investigations* 72, pp. 57. Bureau of Economic Geology, Univ. of Texas, Austin.
- Miall, A. D. 1977: A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.* 13, 1-62.
- Middleton, G. V. 1967: Experiments on density and turbidity currents III. Deposition of sediment. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 4, 475–505.
- Nordenskiöld, A. E. 1871: Redogörelse för en expedition till Grönland år 1870. Öfvers. Vetensk. Akad. Förh., Stockh. 27, 923–1082.
- Pedersen, A. K. 1973: Report on field work along the north coast of Disko, 1971. Rapp. Grønlands geol. Unders. 53, 21-27.
- Pulvertaft, T. C. R. 1979: Lower Cretaceous fluvial-deltaic sediments at Kûk, Nûgssuaq, West Greenland, Bull. geol. Soc. Denmark 28, 57-72.
- Rosenkrantz, A. & Pulvertaft, T. C. R. 1969: Cretaceous-Tertiary stratigraphy and tectonics in northern West Greenland. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol. 12, 883–898.
- Rosenkrantz, A. 1970: Marine Upper Cretaceous and lowermost Tertiary deposits in West Greenland. Meddr. dansk geol. Foren., 19, 406-453.
- Rust, B. R. 1968: Deformed cross-bedding in Tertiary-Cretaceous sandstone, Arctic Canada. J. sedim. Petrol. 38, 87-91.
- Saunderson, H. C. & Jopling, A. V. 1980: Palaeohydraulics of a tabular, cross-stratified sand in the Brampton esker, Ontario. Sediment. Geol. 25, 169–188.

- Sharma, P. V. 1973: Seismic velocity and sediment thickness investigations by refraction soundings in Nûgssuaq, West Greenland. Rapp. Grønlands geol. Unders. 54, 22 pp.
- Smith, N. D. 1970: The braided stream depositional environment: Comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. Bull. geol. Soc. Am. 81, 2993–3014.
- Smith, N. D. 1971: Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska. Bull. geol. Soc. Am. 82, 3407-3420.

Smith, N. D. 1972: Some sedimentological aspects of planar

cross-stratification in a sandy braided river. J. sedim. Petrol 42, 624-634.

- Smith, N. D. 1974: Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. J. Geol. 82, 205-224.
- Sundborg, Å. 1956: The River Klarälven: A study of fluvial processes. Geogr. annalr. 38, 127-316.
- Turner, B. R. 1981: Deformed Cross-bedding Patterns in the Upper Triassic Molteno Formation in the Main Karoo Basin, South Africa: A Model for their Genesis. Geologische Rundschau 70, 910-924.