

Strukturer og dynamisk udvikling af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks, Vendsyssel, Danmark

STIG ASBJØRN SCHACK PEDERSEN



Pedersen, S.A.S. 2006–12–08: Strukturer og dynamisk udvikling af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks, Vendsyssel, Danmark. *Geologisk Tidsskrift* 2006, hæfte 1, 46 pp., København.

Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks er blottet i Lønstrup Klint i Vendsyssel. Strukturerne i tværprofil blev dannet under fremrykningen af Den Norske Isstrøm for 30–26 000 år siden. Den strukturgeologiske analyse af komplekset er den første danske systematiske beskrivelse af et tyndskindet overskydningssystem baseret på en fotogrammetrisk opmåling af klinten, som muliggør konstruktionen af balancerede tværnsnit med anvendelse af såvel linjebalance som arealbalance. I den dynamiske udredning indgår tillige beskrivelsen af syntektonisk sedimentation.

En regional inkonformitet adskiller de prætektoniske aflejringer i Stortorn og Lønstrup Klint Formationerne fra de syntektoniske aflejringer i Rubjerg Knude Formationen. Komplekset overlejres erosivt af Kattegat Till Formationen og Ribjerg Formationens yngre smeltevandsaflejringer, som dækkes af Midtdanske Till Formation. Endelig pålejres komplekset af de sen-glaciale, marine aflejringer i Vendsyssel Formationen.

De strukturelle elementer i overskydningskomplekset er ramper og flader, som betegnes liggende eller hængende efter deres position i forhold til overskydningsplanet. Hængende-blok antiklinaller udvikledes over rampehængsler, og liggende-blok synklinaller dannedes langs vækstforkastninger i syntektoniske piggyback-bassiner. Segmenter af overskydningssskiverne blev stablet oven på hinanden som duplexstrukturer. Ved rampekollaps sammenpressedes disse under kompleks foldning. Når flere skiver deformeredes i en hængende-blok antiklinal udvikledes antiformstakke. Foran disses forlands-hældende flanker opstod normalforkastninger.

Décollementniveauet springer fra 10 m i den distale til 40 m i den proksimale del af komplekset, hvor fire aktive forskydningsniveauer dannede forkastnings-bøje-foldede duplexenheder begrænset af 45° hældende ramper. Mobilisering af mudder langs hængende-blok ramper og flader udvikledes til mudderdiapirer, typisk ved opskydning fra det dybeste décollementniveau.

Deformationen resulterede i en forkortning af lagserien på ca. 50%, og deformationsmekanismen tolkes som belastningstryksspredning foran den fremrykkende iskappe. Porevandsøvertryk i de finkornede sedimenter bidrog til overførslen af den deformerende kraft. Overskydningshastigheden var hurtigere end 2 m/år, og deformationen resulterede i, at en 12 km lang og 40 m tyk serie af horisontalt aflejrede sedimenter nu indgår i et 6 km langt og ca. 80 m tykt overskydningskompleks, hvoraf en væsentlig del ligger under havniveau (Fig. 1, Planche 1).

Stig A. Schack Pedersen, Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse, Øster Voldgade 10, DK-1350 København K, Danmark, e-post: sasp@geus.dk

Når man i internationale sammenhænge skal komme med et bud på, hvilke geologiske seværdigheder Danmark kan byde på, er de istektonisk dislocerede klinger en af de ting som kommer i første række. Begrebet istektonisk dislokation stammer fra første halvdel af 1900-tallet og indgår bl.a. i Helge Gryss klassiske afhandling fra 1940 med titlen: "De istektoniske forhold i Moleret. Med bemærkninger om vore dislocerede Klinters Dannelse ...". Ordkonstruktionen består af to dele, nemlig istektonik der bety-

der opbygning af is (tektonik af det fra græsk udledede ord for opbygning) og dislokation af det latinske begreb 'ud af sin plads' (locus = sted). I en moderne og angelsaksisk præget sprogbrug anvendes begrebet glacialtektonisk kompleks, som betegner en strukturelt sammenhængende enhed dannet ved en opbygning betinget af is (glaci = is). Glacialtektoniske komplekser forekommer ikke kun i Danmark. Foran flere recente gletschere i Canada, Grønland, Island og på Svalbard findes aktive glacialtektoni-

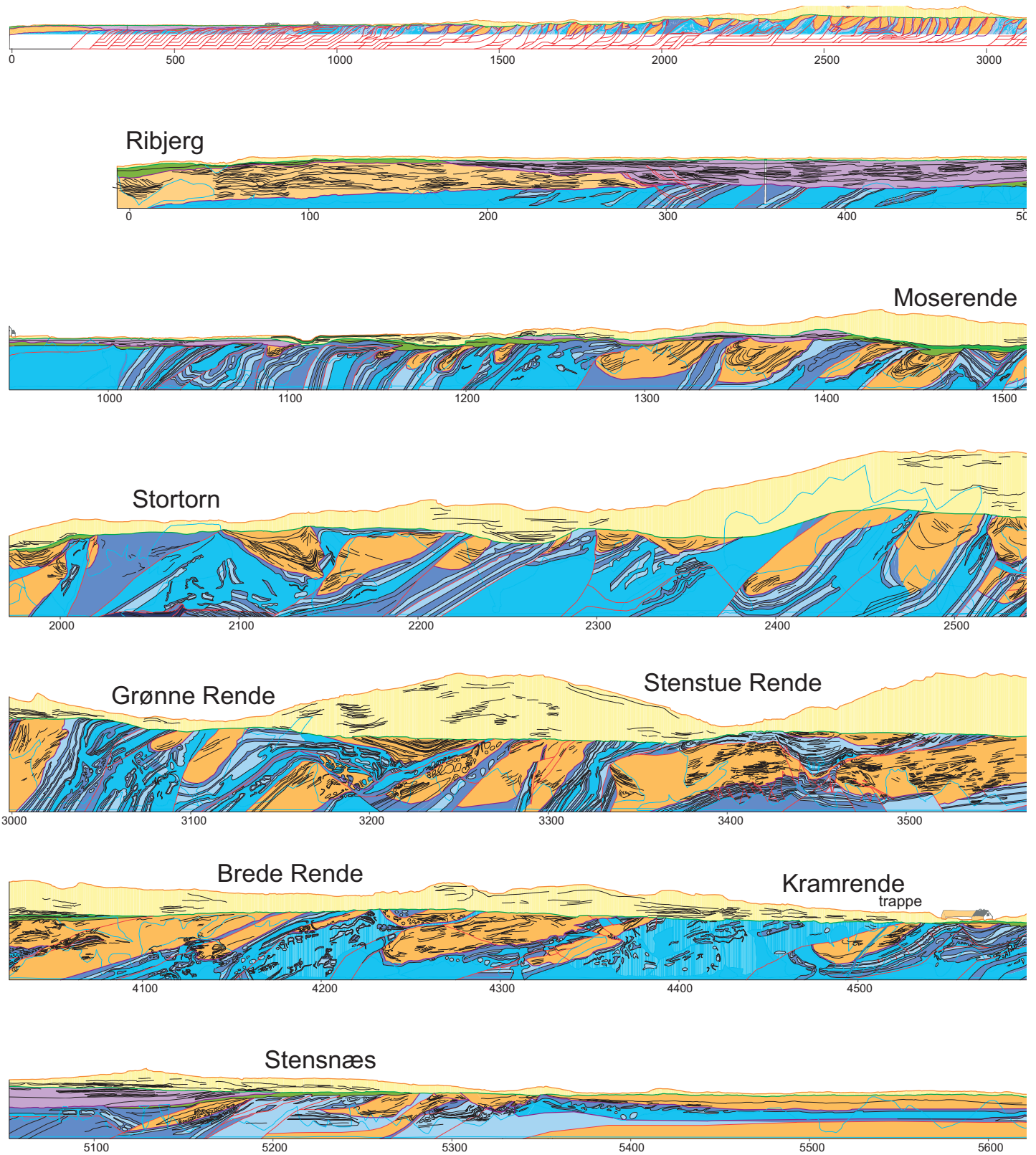
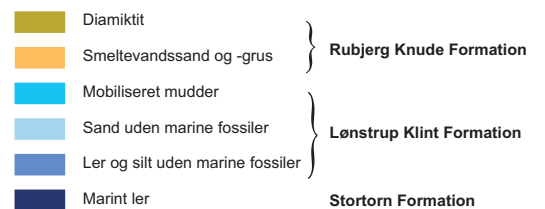
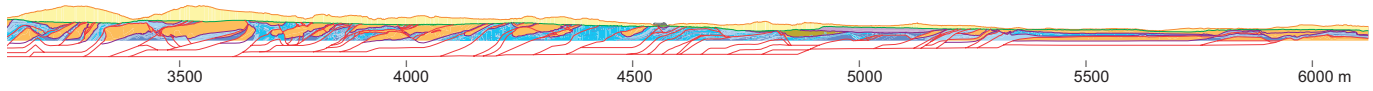
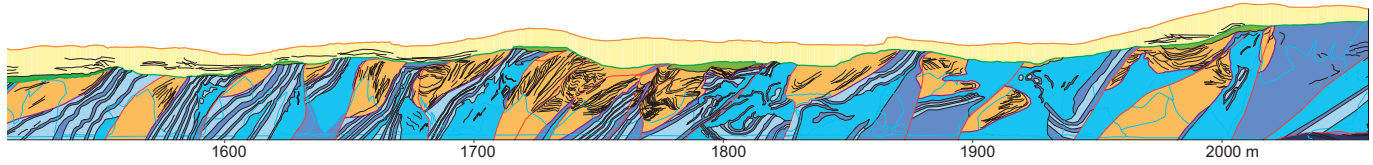


Fig.1. Geologisk tværprofil af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Komplex, Lønstrup Klint, Vendsyssel, nordlige Danmark. For detaljer og udvidet legende henvises til Planche 1 indsat bagest i dette bind. Bemærk at det øverste profil er en samlet oversigt over tværprofilet med tolkning af overskydningsstrukturene under havniveau.

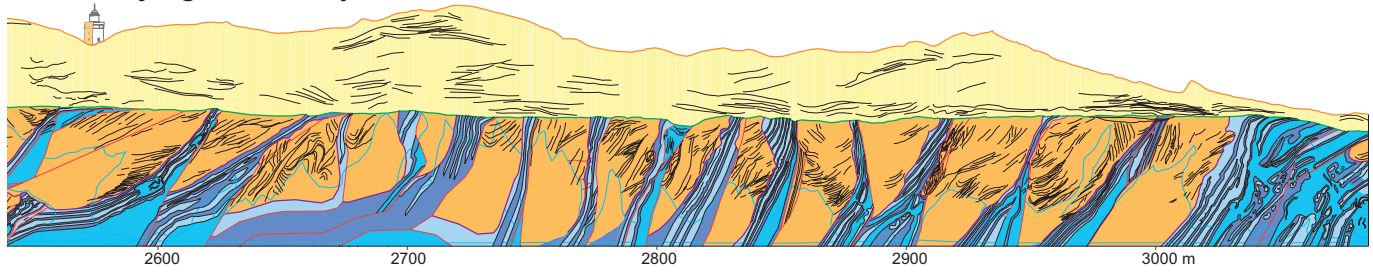




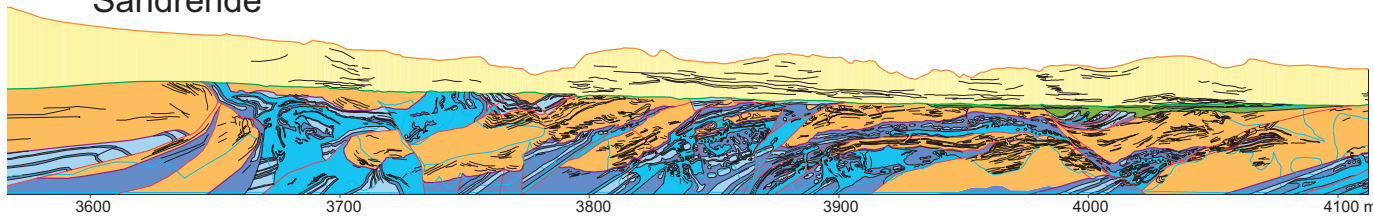
Mårup Kirke



Rubjerg Knude Fyr



Sandrende



Oddervej

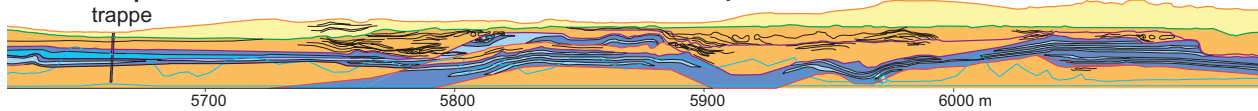
Martørv Bakker





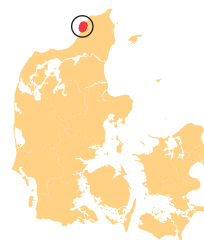
Ulstrup
trappe

Ulstrup Rende

Tvonnet Rende



- | | | | |
|---|--|---|----------------------------------|
|  | Klit |  | Klittop |
|  | Martørv |  | Klittop - glacial abrasionsflade |
|  | Marint ler og sand |  | Overskydning og forkastning |
|  | Morænesand |  | Inkonformitet |
|  | Smeltevandssand |  | Lagdelling |
| | Vendsyssel Formation | | |
| | Middanske Till Formation & Kattegat Till Formation | | |
| | Ribjerg Formation | | |



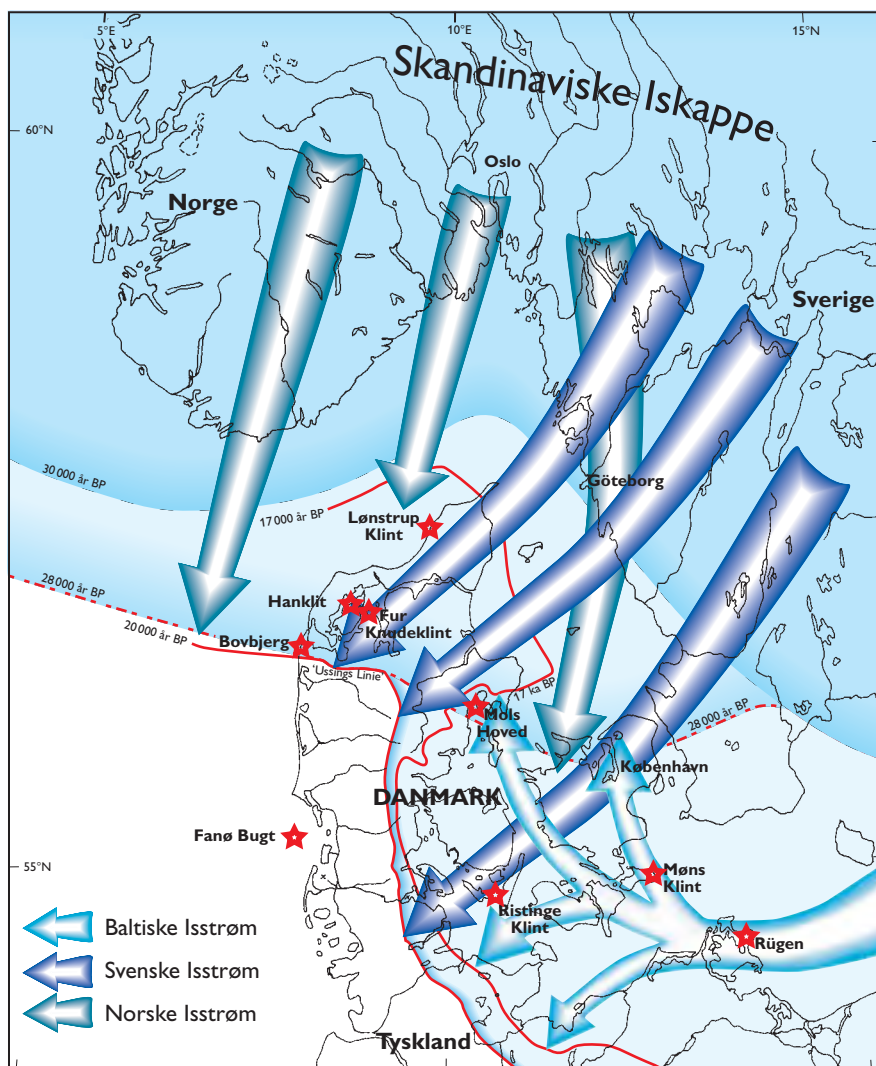


Fig. 2. Isstrømskort over Danmark i sen Weichsel. Den Norske Isstrøm begyndte sin fremrykning mod Danmark omkring 30 000 år før nu. Dens hovedopholdslinje etableredes omkring 28 000 år før nu og forløb fra Bovbjerg over Molshoved til Hven. Den Svenske Isstrøm gled efterfølgende fra NØ ned over Danmark efter Den Norske Isstrøm var smeltet tilbage til Skagerrak. Den Svenske Isstrøm når 'Ussings Linie' omkring 20 000 år før nu, og mens den smeltede tilbage herfra rykkede Den Baltiske Isstrøm frem til den Jyske Stilstandslinje (omkring 17 000 år før nu). Røde stjerner angiver kendte glacialtektoniske komplekser. Blandt disse er Fanø Bugt komplekset det bedst beskrevne i det marine område og tilmed en enestående repræsentant for et glacialtektonisk kompleks af Saale alder.

ske komplekser, og i vore nærmeste nordeuropæiske nabolande som Sverige, Tyskland, Polen, såvel som England, Irland og Holland findes glacialtektoniske komplekser dannet under sidste eller forrige istid ligesom der også i Canada og de nordlige stater i USA findes store glacialtektoniske komplekser (Croot 1988, Aber *et al.* 1989, Aber 1993). Imidlertid er Danmark nok det sted i verden der har den største tæthed af glacialtektoniske komplekser, hvilket skyldes beliggenheden, der gør det danske lavlandsområde til det nærmeste depocenter for glacialdynamisk aktivitet hidrørende fra isens kildeområdet i de skandinaviske fjelde. De mange kystklinger giver gode muligheder for at studere de talrige typer af glacialtektoniske strukturer, der både er et resultat af den rige variation i kvartære og prækvartære sedimentære bjergarter, som er beliggende i de overfladenære lag af Det Danske Bassin, såvel som de

forskellige isstrømmes variation i dynamik i relation til klima (nedbør og temperatur) og miljø (fastlandsforhold versus kystområder).

De glacialtektoniske deformationer afspejler sig tydeligt i landets mest dramatiske topografi, idet flere af de højeste bakkerygge indgår i velkendte glacialtektoniske komplekser, som f.eks. Møns Klint (143 m o.h.), Vejrhøj (123 m o.h.), Mols Bjerge med Agri Baunehøj (137 m o.h.), Fladeklit med Hanklit og Salgjerhøj (88 m o.h.) og Rubjerg Knude (50 m o.h.). Udforskningen af de glacialtektoniske strukturer har været en væsentlig bestanddel af den strukturgeologiske forskning i Danmark siden 1850, hvor Møns Klint blev beskrevet af Puggaard (1851) i en for sin tid enestående afhandling. Den strukturelle udredning, som Puggaard baserede på en meget detaljeret opmåling af klinten, indeholder en fundamental alternativ opfattelse af klintens sammenpresning af

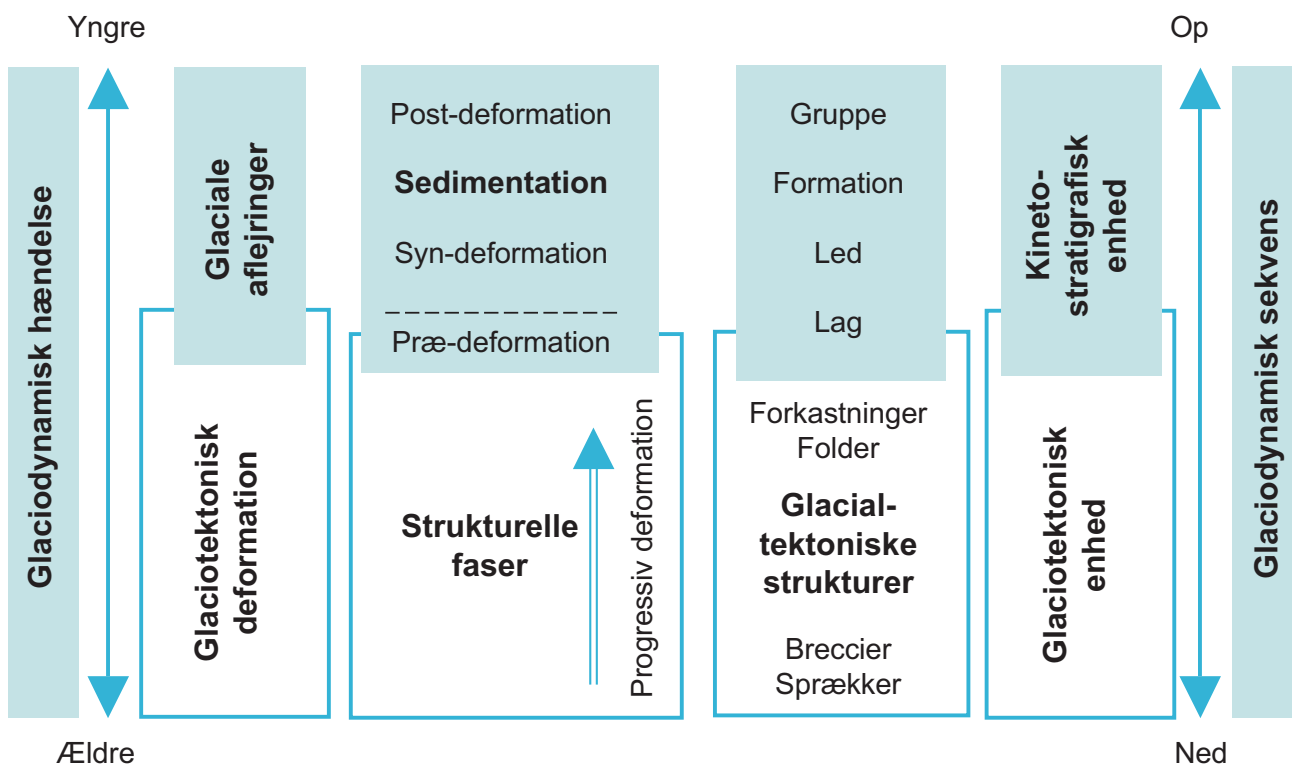


Fig. 3. Skematisk oversigt over indhold og sammenstilling af en glacialdynamisk sekvens svarende til en glacialdynamisk hændelse. De observerede **glaciotektoniske strukturer** danner grundlag for at definere en **glaciotektonisk enhed**. Strukturerne kan tolkes som tilhørende sekventielle faser i en **glaciotektonisk deformation**. De observerede litostratigrafiske enheder kan tolkes som sedimenteret **præ-deformationelt**, **syn-deformationelt** eller **post-deformationelt** og indgår alle som **glaciale aflejringer** knyttet til en **glacialdynamisk hændelse** (event). De litostratigrafiske enheder, som genetisk er relateret til den glaciotektoniske deformation sammenfattes i en **kinetostratigrafisk enhed**. Den kinetostratigrafiske enhed omfatter mindst en moræneaflejrning og i almindelig også en eller flere glaciofluviale, glaciolacustrine eller glaciomarine aflejringer. De glaciotektoniske strukturer påvirker præ- og syn-deformationelle aflejringer, mens de yngste enheder i den kinetostratigrafiske enhed ikke er glaciotektonisk deformeret. Tilsammen udgør alle elementerne fra de tidligst dannede glaciotektoniske sprækker til de senest afsatte glaciale sedimenter en **glacialdynamisk sekvens**. Efter Pedersen (1993) og Klint & Pedersen (1995).

skiver, som var helt banebrydende i forhold til professor J.G. Forchammers misforståede opfattelse af lejringsforholdene (Garboe 1961). Det var dog først Johnstrup (1874) som endeligt formulerede det glacialgeologiske koncept og hermed også forklarer dannelsen af såvel Møns Klint, Rügen og Lønstrup Klint som resultat af istektoniske dislokation. Johnstrups (1882) tolkning af den glaciotektoniske dannelse af Lønstrup Klint blev fulgt op af Jessens (1899, 1918, 1931) opmålinger og undersøgelser. Jessens glacialdynamiske tolkninger var stærkt inspireret af Gripps (1929) undersøgelser af recente glaciotektoniske fænomener ved Holmströmsbræen på Svalbard. I årene omkring 1940 blev de istektonisk dislocerede klinters dannelse indgående diskuteret i Dansk Geologisk Forening (Gry 1940, 1941). Gennem sit arbejde som konsulent for molerværkerne på Fur, Mors og Salling vidste Gry, hvor vigtigt det er at for-

stå den tredimensionale opbygning af de glaciotektoniske komplekser ved planlægningen af brydning af moleret. Gry efterlod sig ved sin død adskillige upublicerede rapporter og notater om molerets deformation, men de væsentligste strukturelle principper er entydigt dokumenteret i hans afhandling om istektonikken i moleret. Demonstrationen af foldeaksekonstruktion ved hjælp af strygnings- og hældningsmålinger i Wulffnet er siden blevet repeteret af talrige kursusstuderende i molerområdet. Dog forblev overpræget deformation og dobbeltfoldning et ufortalt kapitel, som det blev den næste generations opgave at løse.

Anvendelsen af strukturgeologi i glaciotektonik blev Asger Berthelsens store bidrag til den kvartærgeologiske forskning (Berthelsen 1973, 1978). Med sin forskningsbaggrund i den prækambriske grundfjeldsgeologiske komplekse strukturer (Berthelsen 1960)

gik han i gang med den kvartærgeologiske glacial-dynamiske forskning. I de følgende år udviklede han den kineto-stratigrafiske metode (Berthelsen 1978), som dannede forbillede og model for mange glacial-geologer og sedimentologer, der arbejdede med overfladenære aflejringer i Skandinavien. En del af den komplekse dynamiske stratigrafi, som de kvartære glaciale aflejringer besidder, har karaktertræk tilfælles med stratigrafi og kompleks deformation, som karakteriserer prækambriske skjolde. Her forsøger man ofte at opfatte stratigrafien som en sekvens af deformationsbegivenheder. Det var dette princip Berthelsen (1973, 1978) udviklede som den kineto-stratigrafiske metode til beskrivelse og tolkning af kvartærgeologiske sekvenser i glacialtektoniske terræner (Aber *et al.* 1989).

Grundelementet i kineto-stratigrafi er en sedimentær enhed aflejret i forbindelse med et isfremstød, som har medført et karakteristisk mønster af retningsbestemte elementer som skrålejring i smeltevandssand, stenorientering i moræneler og deformationsstrukturer, hvor retningsbestemmelsen sker ud fra foldeakser og overskydningsplaner. Et af kunstgrebene i kineto-stratigrafi var identifikationen af enheder, som ikke efterlod sig litostratigrafiske spor, enten pga. manglende aflejringer eller senere erosion, men som kunne påvises ud fra deformationen som det pågældende isfremstød efterlod i underliggende enheder. Dette førte også frem til en skelnen mellem dominale og ekstradominale elementer, hvor de dominale aflejringer både blev afsat og deformet i samme 'hug', i modsætning til de ekstradominale, som var aflejret tidligere og kun deformet i isoverskridelsen. Inspireret af den kineto-stratigrafiske metode lykkedes det i 1980-erne at sammenstille et helhedsbillede af de isfremstød, som påvirkede Det Danske Bassin gennem Weichsel istidens ca. 100 000 år (Fig. 2; Berthelsen 1978, Houmark-Nielsen 1987, 1988, 1999, 2003, Aber *et al.* 1989, Pedersen 2005).

Blandt geologer, og stratigrafer i særdeleshed, kritiseredes det kineto-stratigrafiske princip ud fra to holdninger. Den første er, at stratigrafi skal forstås bogstaveligt som beskrivelsen af lag (strato = lag, grafi = beskrivelse). Derfor kan stratigrafi ikke omfatte abstrakt bevægelse eller deformation. Kineto-stratigrafi betyder egentlig bevægelses-lag-beskrivelse, hvilket er uden mening, ligesom morfo-stratigrafi, da landskabsformer (morfologi) ikke er aflejringer. Der er ikke noget i vejen med at opstille sekventialitet i deformationsændringer, bevægelsesmønstre eller palæoisbevægelser, ligesom landskabsudvikling og landskabsformernes sekventielle opståen og nedbrydning er et spændende felt (Krüger 1994), men det bliver aldrig stratigrafi. Den anden kritik er at

der ikke er behov for kineto-stratigrafi, da de elementer som indgår heri udmærket lader sig beskrive af klassiske geologiske begreber som deposition, deformation og destruktion ('3-D-princippet'; Pedersen 1998), også formuleret som aflejring, formændring og erosion. Når man betragter Berthelsens (1978) koncept for domænal og ekstradomænal deformation kan det undre, at en skelnen mellem proglacial og subglacial deformation ikke blev defineret. Denne differentiation blev i Danmark først entydigt fastlagt i slutningen af 1990-erne under udredningen af den sekventielle udvikling af Hanklit og Feggeklit på Mors, hvor også principperne for overpræget deformation i glacialtektonik blev formuleret (Pedersen 1982, 1996, 2000, Klint & Pedersen 1995). Som indledning til disse sidstnævnte arbejder blev der opstillet en glacialdynamisk model som forsøgte at indarbejde princippet fra den kineto-stratigrafiske metode (Fig. 3; Pedersen 1993, Klint & Pedersen 1995). Denne model tilstræbte tillige at sammenfatte forskellige litostratigrafiske formationer i glacialdynamiske grupper, som defineredes ud fra formationernes tilknytning til det samme isfremstød (Pedersen & Petersen 1997).

En væsentlig ny forskningsmetode i glacialtektonik blev introduceret i 1990-erne ved anvendelse af konstruktion af balancerede tværprofiler (engelsk: balanced cross-section). På trods af at Gry (1940) var kommet med nogle overvejelser om Lønstrup Klints dannelse ud fra principperne for konstruktion af balanceret tværprofil gennemførte han ikke selv konstruktionen af de mange tværprofiler, han havde opmålt i moleret på Fur og Mors. Dette blev til gengæld gjort af Klint & Pedersen (1995) ved demonstrationen af Hanklits dynamiske udvikling, og beregningen af dybden til décollement-fladen under Feggeklit blev udført ved hjælp af princippet for arealbalance (ca. 100 m under nuværende havniveau) af Pedersen (1996). Efterfølgende indgår konstruktion af balancerede tværprofiler i alle strukturelle analyser af glacialtektoniske komplekser (Andersen 2004, Pedersen 2005).

Dette fokus på glacialtektonisk deformation kan måske for en udenforstående iagttager forekomme overdrevent, men det skyldes at glacialtektonik er en meget væsentlig del af den danske kvartærgeologiske lagfølges opbygning. Det fremgår tydeligt af kortlægning over udbredelsen af glacialtektoniske strukturer. I Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelses (GEUS') database over grundvandsboringer (Jupiter) kan man søge på prækvartære aflejringer som overlejrer kvartære sedimente, hvorved man får følgende resultat: ved en inddeling af Danmark i 25 km² arealer vil mere end 50% af disse have fra 1 til 75 boringer der dokumenterer glacial-

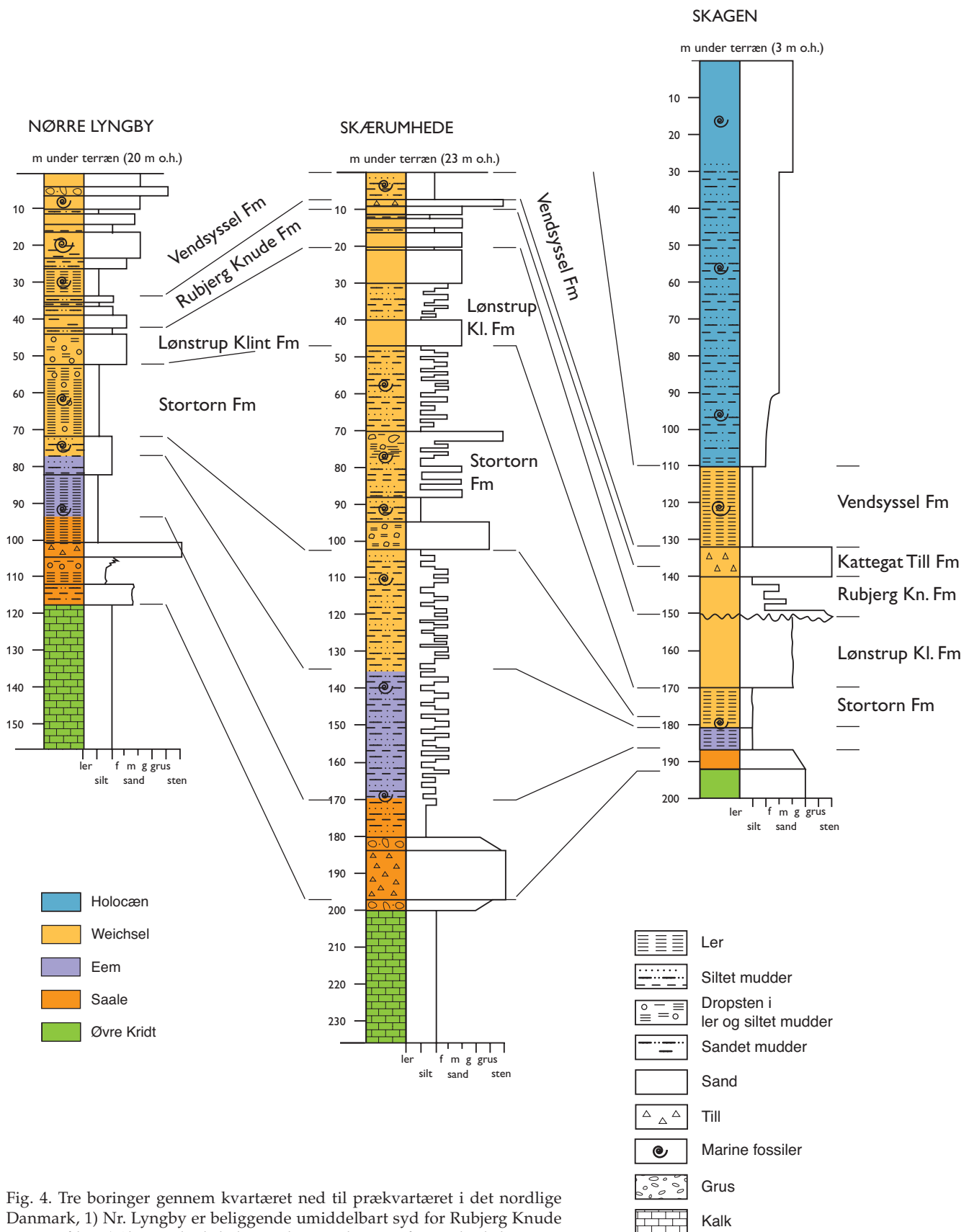


Fig. 4. Tre boreri gennem kvartæret ned til prækvartæret i det nordlige Danmark, 1) Nr. Lyngby er beliggende umiddelbart syd for Rubjerg Knude tværprofilet, 2) Skærumhede beliggende ca. 10 km vest for Frederikshavn, og 3) Skagen beliggende tæt ved Skagen by.

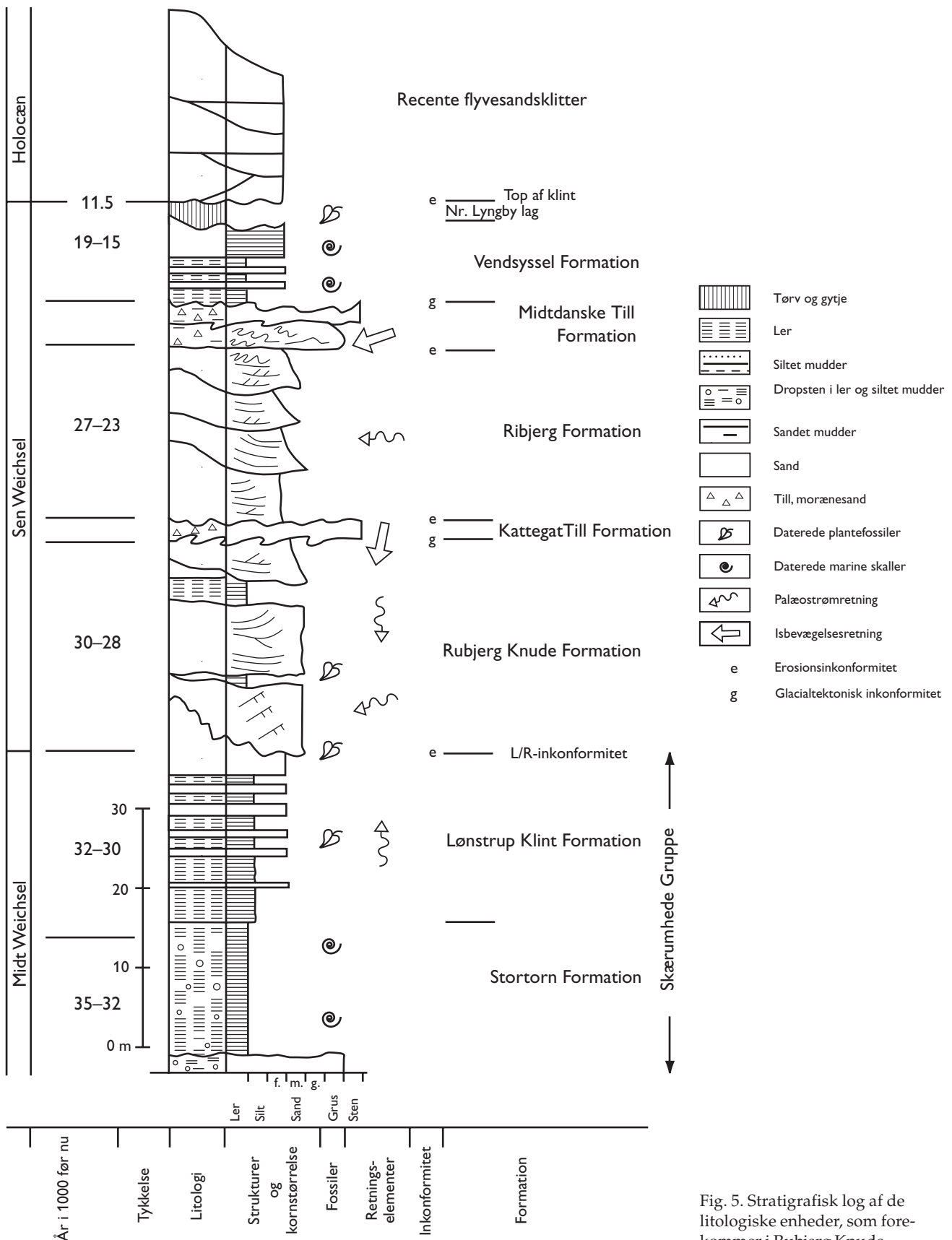


Fig. 5. Stratigrafisk log af de litologiske enheder, som forekommer i Rubjerg Knude området.

tektonisk deformation (Jakobsen 1996). Også i farvandet omkring Danmark findes glacialtektoniske komplekser. Således har seismiske undersøgelser ført til opdagelsen af store glacialtektoniske komplekser i en zone 10–20 km uden for Jyllands vestkyst (Huuse & Lykke-Andersen 2000). Disse komplekser involverer aflejringer fra Miocæn samt aflejringer af Elster eller tidligere alder. Senest er der i Fanø Bugt blevet påvist et kompleks på 10 × 10 km² som tolkes dannet i Saale (Fig. 2), idet de store flod-erosionsdale, der i Elster blev dannet under dræningen af det nordeuropæiske fastland, ikke skærer det glacialtektoniske kompleks (Andersen 2004, Andersen *et al.* 2005). Vanskeligheden ved at tolke glacialtektoniske strukturer i seismiske profiler er at fastlægge overskydningszonerne. I et seismisk profil vil en overskydning, der har forsat sand op over sand stort set være usynlig. Tolkningen af overskydningszoner vil derfor være fuldstændig afhængig af udtegningen af kompleksets deformationsstrukturer (eller arkitektur). Det er derfor væsentlig at have nogle referencer til blottede arkitekturelementer i glacialtektoniske komplekser, som kan hjælpe med forståelsen af ublottede kompleksers opbygning og dannelse. Et af de bedst blottede glacialtektoniske profiler i verden er Lønstrup Klint, hvor det 6 km lange tværprofil gennem Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks kan studeres. Formålet med denne afhandling er at beskrive de strukturelle elementer i dette kompleks, at demonstrere anvendelsen af den strukturelle analyse af overskydningsstrukturerne, og at udrede det glacialtektoniske kompleks' dynamiske udvikling. Indledningsvis vil der blive givet en oversigt over den geologiske ramme og den stratigrafiske opbygning. For oplysninger om detaljerne i denne oversigt og den systematiske opstilling af stratigrafiske enheder henvises læseren til Pedersen (2005), hvori det balancerede tværprofil vist på Planche 1 (Fig. 1) også er at finde.

Geologisk ramme for Rubjerg Komplekset

Den prækvartære overflade under Vendsyssel består af aflejringer fra Kridt. Længst mod nord ligger Kridt-aflejringer dybest, i undergrunden under Skagen i 230 meters dybde, og her består de prækvartære aflejringer af grønsand fra Cenomanien og Turonien (Fredericia 1982). Aflejringer af denne type er i Danmark kun blottet på Bornholm (Arnager Grønsand). Mod syd bliver de prækvartære aflejringerne gradvis yngre, og ved Nr. Lyngby ligger kalkaflejringer

fra Maastrichtien i en dybde af omkring 80 m (Fig. 4). Selvom erosionsdybden ned til prækvartæroverfladen gradvist stiger mod nord må det formodes, at den mesozoiske lagserie hælder svagt mod syd-sydvest for at forklare, at det cenomane grønsand forekommer under Skagen (Vejbæk 1997, fig. 9).

I forhold til det sydligere og vestlige Jylland er der en betragtelig hiatus i den geologiske lagserie i Vendsyssel, som kan forklares ved, at der har været et betydeligt neogent opløft af Det Danske Bassin op mod det sydkandinaviske grundfjeld (Jensen & Michelsen 1992, Japsen 2000). Den prækvartære overflade overlejres nemlig af glaciale sedimenter fra næstsidste istid Saale. Såvidt det kan vurderes ud fra Skærumhedeboingen er Saaleaflejringerne afsat under en terrestrisk glaciation (Jessen *et al.* 1910), og de store fluktuationer i havspejlsniveau op gennem Kvartærtiden viser sig tydeligt ved overgangen til aflejringerne fra Eem, som under hele Vendsyssel består af marine aflejringer (Knudsen 1994). De marine aflejringer fra Eem fortsætter op i nedre Weichsel, hvor der gradvis sker et omslag til glaciomarine aflejringsbetingelser. Muslinger og foraminiferer ændrer sig fra temperede arter til arktiske arter og i den marine lagserie optræder dropsten, der viser tilstedeværelsen af isbjerge i havområdet der dækkede Vendsyssel såvel som Skagerrak og det nordlige Kattegat (Bahnsen *et al.* 1974). Hele den marine lagserie fra Eem og op gennem Nedre til Midt Weichsel er indeholdt i Skærumhede Gruppen, der er opkaldt efter Skærumhede, hvor den første dybe boring i Vendsyssel blev udført (Jessen *et al.* 1910). Skærumhedeboingen blev i sin tid udført for at bidrage med viden om naturgasressourcerne i Vendsyssel, hvor man helt frem til efterkrigsårene havde en energiforsyning af naturgas til området omkring Frederikshavn.

Skærumhede Gruppen opdeles i tre formationer. Den nederste er en unavngiven formation, som omfatter aflejringerne fra Eem og Nedre Weichsel, måske tillige dele af den allerøverste del af Saale (Fig. 4 og 5). Herover ligger Stortorn Formationen, som er blottet i Lønstrup Klint ved Rubjerg Knude. Navnet Stortorn refererer til pynten neden for Rubjerg Fyr, som i almindelighed er meget vanskelig at passere. Ofte har skred gjort det vanskeligt at forcere dette sted, hvis ikke havets erosion har medført, at det blåler ved Stortorn står stejlt direkte ned mod brændingszonen. Stortorn Formationen er en glaciomarin aflejring med dropsten og arktiske muslinger (Fig. 6). Der har været en betydelig havdybde på aflejringstidspunktet, men et skift i aflejringsbetingelser medførte at små stormsandslag og tynde silt- og sandslag optræder i lagserien, og dette markerer overgangen til Lønstrup Klint Formationen, der er den øverste formation i Skærumhede Gruppen. Lønstrup



Fig. 6. Arktiske muslingeskaller og dropsten i Stortorn Formationens sorte mudder.

Klint Formationen er opkaldt efter Lønstrup Klint, hvor den optræder ved basis af alle de stejltstående overskydningsskiver, der opbygger klinten fra Lønstrup mod nord til Nr. Lyngby mod syd. Mens Lønstrup Klint Formationen blev aflejret skete der en gradvis ændring af Kattegat-Skagerrak fra arktisk marine forhold til glaciolacustrine forhold. Jessen (1918) foreslog, at overgangen til brakvandsforhold skyldtes Den Norske Isstrøms fremrykning og den dermed forbundne store udstrømning af smeltevand. Sadolin *et al.* (1997) tolkede miljøændringen som en kombination af en havspejlsænkning i forbindelse med det kuldemaximum som byggede op mod slutningen af Midt Weichsel, en dæmning af søbassinet i og omkring Vendsyssel forårsaget af isfremstødet fra nord, og endelig kan det ikke udelukkes, at smeltevandstilstrømningen omdannede det tidligere arktisk-marine område til et brakvandsdomineret fjordområde. Tydeligt er det imidlertid, at sedimenttilførslen til det glaciolacustrine bassin blev markant forøget, hvilket ses af de talrige tynde silt- og finsandlag i den nederste del af formationen der afspejler distale turbiditstrømme (Fig. 7). Op gennem formationen bliver sandlag afsat af turbiditstrømme gradvist mere sandede, tykkelsen øges til op mod en meter med dannelsen af bl.a. klatrende ribber. Turbiditstrømmenes kildeområde var den sydlige skråning af bassinet, hvor faststående kalk omkring den østlige del af Limfjorden bidrog med såvel kalksandkorn som kalkelskende arktiske planter, hvoraf sidstnævnte ved ^{14}C -datering har givet en alder på 30 000 B.P. (Houmark-Nielsen *et al.* 1996; Sadolin *et al.* 1997). De tykke sandlag mellemløjret af lamineret mudder, stedvis med småskala strømribber draperet af organisk detritus, er senere under kompressiv deformation blevet påvirket af hydrodynamisk brecciering

og tyngdebelastningsstrukturer som sæk- og pudestrukturer samt flammestrukturer, der udvikler sig til småskala diapirisme (Fig. 8).

I overgangen fra Midt til Sen Weichsel sker der en dramatisk tømning af Kattegatbassinet via den nordlige del af Vendsyssel, hvorved der skabes en markant inkonformitet (Sadolin *et al.* 1997). I toppen af Lønstrup Klint Formationen eroderede kanaler sig ned og skabte en uregelmæssig topografi, hvorpå der aflejredes et grovklastisk residualkonglomerat. Da inkonformiteten adskiller toppen af Lønstrup Klint Formationen fra Rubjerg Knude Formationens nederste konglomerat- og grusenhed betegnes den generelt som L/R-inkonformiteten (Fig. 5). Det grovklastiske lag ved basis af Rubjerg Knude Formationen overlejres af glaciofluviale sedimenter, og området præges herefter af terrestiske glaciale forhold. Fronten af den Skandinaviske Iskappe må på dette tidspunkt være rykket frem over Norske Rende og Skagerrak til den nordligste spids af Jylland. I de følgende få hundrede år rykker isfronten frem til området omkring Hirtshals, hvor den begyndte at presse skiver af Skærumhede Gruppens aflejringer fri fra deres primære position (Fig. 9). Gradvist opdæmmedes Kattegat af isfronten, der fra Vendsyssel fortsatte ud i den nordlige del af Nordsøen, som blev isdækket omkring 29 000 B.P., og som i øvrigt forblev isdækket frem til omkring 22 000 B.P. (Sejrup *et al.* 1994, 2000). Foran isen i Vendsyssel blev der etableret et lavland domineret af lavvandede søer og floder, mens de første overskydningsskiver begyndte at dukke ud af vandet og rage op som rygge i landskabet. Smeltevandsstrømmene fulgte overskydningsskivernes strygning og strømmen var derfor rettet ud mod Nordsøen i vest. Fra tid til anden kollapsede spidsen af skiverne og skred ud i bassinerne mellem de opragende overskydningsskiver. Disse



Fig. 7. Tynde distale turbidit silt- og finsandlag i nederste del af Lønstrup Klint Formationen.

Fig. 8. Sæk- og pudestrukturer udviklet i sandlagene i den øverste del af Lønstrup Klint Formationen.



bassiner blev under isen fremrykning forskubbet mod syd, samtidig med at strømforløbene blev rykket med (piggyback-bassiner). Efter omtrent 1000 år, sandsynligvis lidt mindre, blev Skærumhede Gruppens sedimenter ned til en dybde af ca. 40 m sammen med de senest, syntektonisk afsatte aflejringer fra Rubjerg Knude Formationen skubbet sammen fra Hirtshals til Lønstrup, hvor de dannede et bakkeparti med isen som bagland og forlandet beliggende lidt nord for Nr. Lyngby. De sandede og drænende lag ved Nr. Lyngby har sandsynligvis afsluttet den glacialtektoniske deformation, der blev efterfulgt af isens overskridelse. Den Norske Isstrøm fortsatte sit fremstød ned til en hovedopholdslinje, som forløb fra Bovbjerg over Mols til Hundested og videre til Hven (Fig. 2; Houmark-Nielsen 2003). Herefter smeltede Den Norske Isstrøm tilbage og det næste fremstød fra den Skandinaviske Iskappe kom fra NØ. Isdeleren i de skandinaviske fjelde havde på dette tidspunkt flyttet sig mere østover til en position i det centrale Sverige. Fremrykningen af denne isstrøm resulterede i afsætningen af en dalsandur ved Lønstrup, som eroderede sig ned i den nordligste del af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks. Her danner smeltevandsaflejringerne fra Den Svenske Isstrøm den næsten 20 m tykke Ribjerg Formation, der er opkaldt efter Ribjerg i den sydvestligste del af Lønstrup. På Ribjerg står signalmasten, der tidligere signalerede brændingens størrelse til fiskerne ude på havet, så de kunne vide om det var fremkommeligt at lande deres fartøjer. Optisk Stimuleret Luminescens datering af sandet fra Ribjerg Formationen giver aldre på 26 000–25 000 år B.P., der således også

postdaterer deformationen i Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks. Herefter rykker Den Skandinaviske Iskappe frem til sin hovedopholdslinje, der også er kendt som 'Ussings Linie', da den som et af hovedelementerne i den danske kvartærgeologi allerede for 100 år siden blev beskrevet af Ussing (1903). I profilet ved Ribjerg overlejrer Den Svenske Isstrøms moræneaflejringer (Midtdanske Till Formation) Ribjerg Formationen, men længere mod syd er det vanskeligt at skelne de to moræneaflejringer, da den glacialabrasionsflade er blevet kraftigt eroderet af sandblæsning.

Efter at isen smeltede tilbage fra Hovedopholdslinjen (Ussings Linie) henlå Vendsyssel i en depression efter den glacioisostatiske nedtrykning. Samtidig med de globale iskappers nedsmeltning i slutningen af Weichsel-istiden steg vandstanden i verdenshavene. I Vendsyssel genetableredes herved et arktisk hav, tidligere refereret til som det yngre Yoldiahav (Jessen 1918, 1931). Aflejringerne i dette hav udgør Vendsyssel Formationen. Godt nok er de dannet under en generel transgression, men op gennem lagserien findes gode eksempler på tvungen regression, som skyldes den glacioisostatiske landhævning (Mertz 1924, Richard 1996). Denne hævnings er i dag årsag til, at Vendsyssel Formationen forekommer som store flade marker i store dele af Vendsyssel. Denne gamle havbund ses eksempelvis neden for Børglum Kloster, som selv ligger på en af de tidligere glacialmorfologiske øer i dette hav. Andre steder er den gamle havbund, og dermed også Vendsyssel Formationen, gennemsat af skarpt nedskårne dale anlagt under fastlandstidens stærke erosion af landskabet.

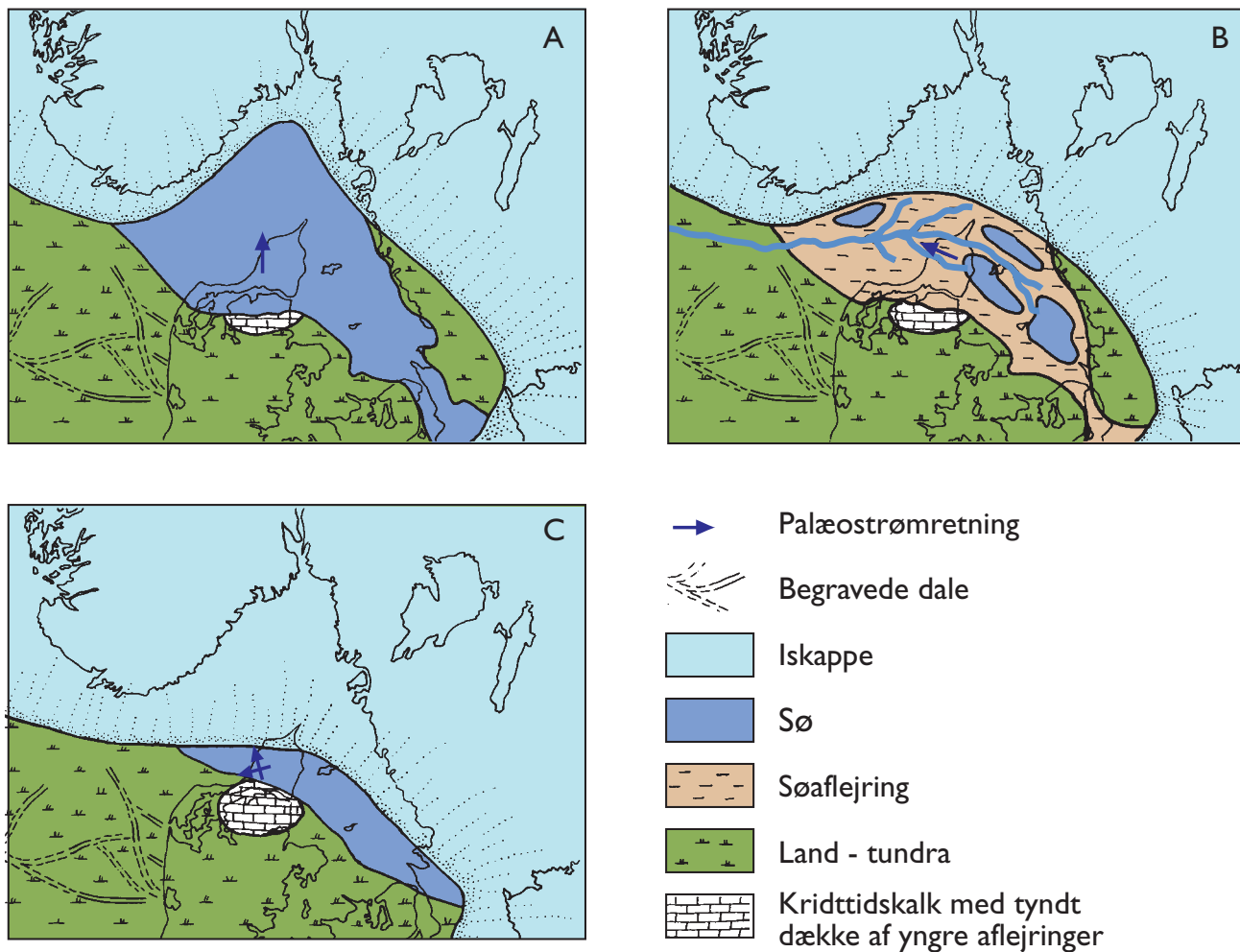


Fig. 9. Palæogeografiske kort over udviklingen i Skagerrak – Vendsyssel – Kattegat omkring Den Norske Isstrøms fremrykning, modificeret efter Sadolin *et al.* (1997). Kort A viser indsøområdet under aflejringen af Lønstrup Klint Formationen, da iskappen fra nord begyndte at afsnøre forbindelsen ud til Nordsøen. Kildeområdet for sedimenterne var på dette tidspunkt den udbredte mammutsteppe, der strakte sig fra Limfjorden og syd over. Kort B viser tapningen af søområdet, der var afsnøret i Vendsyssel-Kattegat lavlandsbassinet. På dette tidspunkt blev der ikke aflejret sedimenter ved Rubjerg Knude, hvor begivenheden afspejles i dannelsen af inkonformiteten mellem Lønstrup Klint Formationen og Rubjerg Knude Formationen. Kort C viser Den Norske Isstrøms fremrykning mod Rubjerg Knude på tidspunktet, hvor glacialtektonikken initieres, samtidig med at sedimenterne i Rubjerg Knude Formationen afsættes.

I disse dale såvel som i andre mindre depressioner, blev der dannet søer og moser. Aflejringer fra disse findes nu øverst i Lønstrup Klint profilet, hvor de betegnes martørv. Stednavnene Martørv Bakker og Moserende refererer til disse tørve-aflejringer, der af Jessen (1918) blev vurderet til at være dannet i Stenalderens hasseltid. Aflejringerne i Vendsyssel afsluttes af de udbredte flyvesandsdannelser. Ligesom den øvrige del af Vestkysten blev påvirket specielt af det 18. og 19. århundredes sandflugtskatastrofer blev store del af det vestlige Vendsyssel lagt øde i denne periode. Således blev den gamle kirke i Rubjerg nedlagt i 1904 og en lignende skæbne overgik Nr. Lyngby kirke. Klitterne ved Rubjerg Fyr var omkring 1995

tæt på 50 m høje, men allerede i 1956 medførte klitternes vækst oven på klintkanten, som dengang lå 60–70 m længere ude mod vest, at fyret blev nedlagt, fordi toppen af fyret (ca. 99 m o.h.) ikke kunne ses fra havet. Imidlertid vil erosionen af klinten medføre, at fyret om få år står helt ude på kanten af klinten, mens klitrækken er vandret forbi. Det forventes, at fyret vil styrte i havet omkring 2012 (Pedersen 1986), og en lignende skæbne vil nok overgå Mårup Kirke, hvis ikke en aktiv kystsikring iværksættes inden.

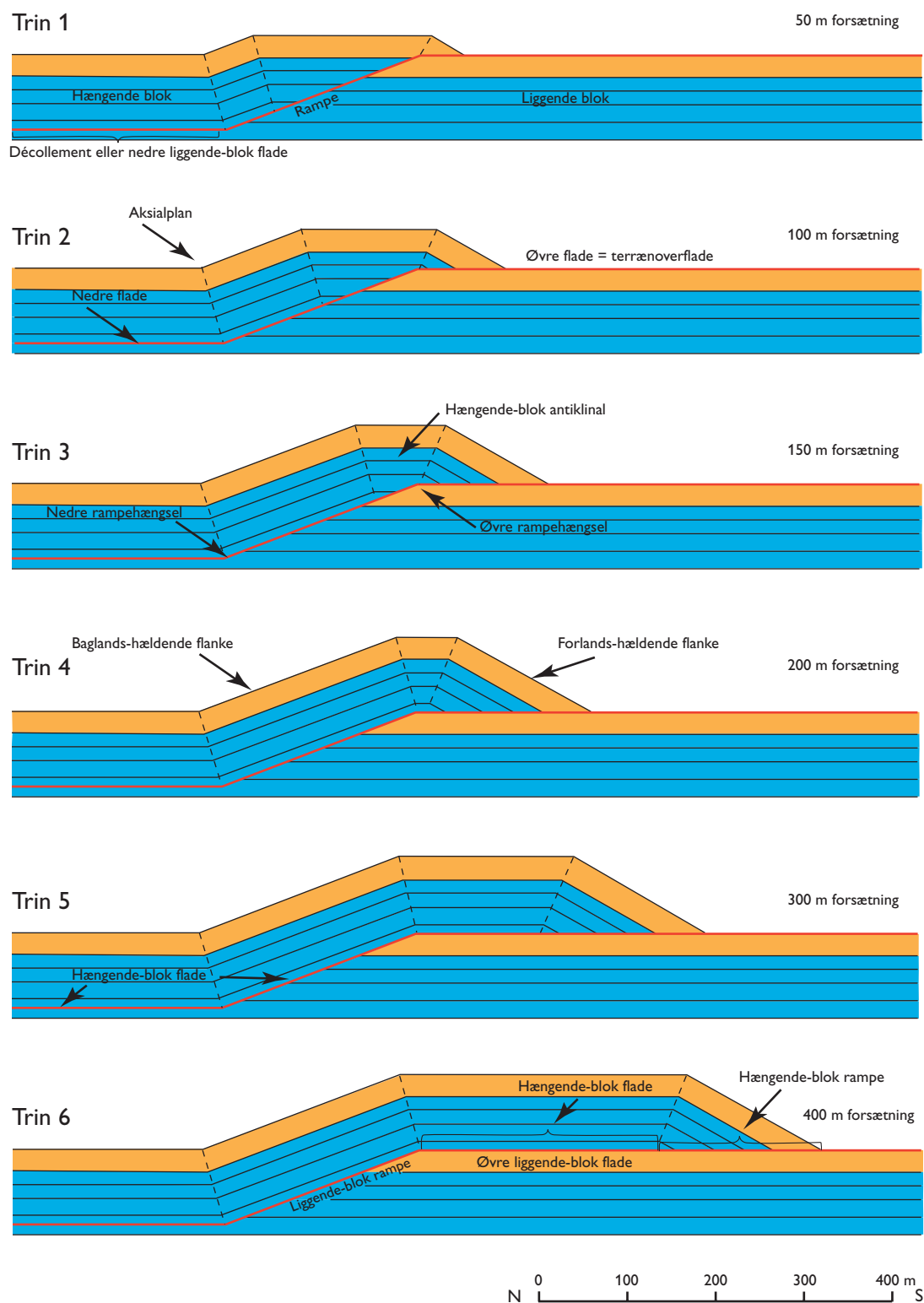


Fig. 10. Model for overskydningstektonik og strukturernes udvikling i forhold til forsætningen. Modellen demonstrerer en simpel overskydning af en hængende blok op over en enkelt rampe og de strukturer, som dannes over det øvre rampehængsel. Bemærk at i de første fire trin forøges forsætningen med 50 m, hvorefter den i de sidste trin forøges med 100 m. Af modellen fremgår det tydeligt, at oprette antiklinaler dannes ved en forsætning som svarer til den dobbelte længde af lagpakkens tykkelse. Modellen illustrerer tillige termerne, som anvendes i beskrivelse af overskydningsstrukturerne.

Strukturgeologisk analyse af et overskydningskompleks

Hvad er en strukturel analyse? Stort set inden for alle grene af naturvidenskab betyder det beskrivelsen af den rumlige opbygning af et legeme eller samling af legemer. Men specielt inden for strukturgeologi indbefatter det også en udredning af den sekventielle overprægning (superposition; Hansen 2000, Pedersen 2000). Den klassiske systematik inden for strukturgeologi følger tre hovedtrin: første trin er beskrivelse af geometrien, andet trin er udredning af de kinematiske forhold, herunder tolkning af den dynamiske udvikling, og endelig er tredje trin opstilling af en tektonisk syntese (Pedersen 2005). Den geometriske analyse som har ført frem til beskrivelsen af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks er repræsenteret ved Planche 1. Det konstruerede tværprofil er baseret på en fotogrammetrisk opmåling af klinten ved Rubjerg Knude vinkelret på strygningsstrukturene (Pedersen 2005). Den kinematiske udredning gør rede for bevægelsesretning og orientering af stressfelter under deformationen, hvilket tager sit udgangspunkt i den statistiske (eller i mangel af bedre den semistatistiske) fordeling og koncentration af de strukturelle elementers orientering (lagplaners og forkastningsplaners strygning/hældning, foldeakseorientering m.m.). Den herpå baserede dynamiske tolkning forklarer de sekventielle bevægelsestrin: hvad blev forskubbet først og hvordan blev de tidligst dannede strukturer påvirket af efterfølgende begivenheder? Endelig sætter den tektoniske syntese strukturer og deformation i en sammenfattende ramme, der afrunder den konklusive opfattelse af det strukturelle kompleks. Denne afrunding vil tillige definere det strukturelle kompleks, det vil sige at kompleksets egenart defineres ved dets arkitektur og dets grænser i tid og rum. Da den systematiske gennemgang af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks allerede foreligger (Pedersen 2005) vil den følgende beskrivelse tage sit udgangspunkt i den tektoniske syntese og på baggrund af denne beskrive den dynamiske udvikling af de strukturelle deformationstyper, som opbygger komplekset. Selve kompleksets begrænsninger i tid og rum er allerede beskrevet i den geologiske ramme, og følgelig vil det være den dynamiske udvikling af de arkitektoniske strukturelementer, som beskrivelsen herefter vil koncentrere sig om. Men inden vil det være vigtigt at gennemgå de strukturelle elementer som indgår i konceptet for tyndskindet overskydningstektonik (engelsk: thin-skinned thrust-fault tectonics) samt en af strukturgeologiens nutidige teoretiske analysemetoder, nemlig konstruktionen af balancerede tværprofiler.

Strukturelle begreber i overskydningstektonik

Når en lagpakke forskydes langs med en forkastning skelnes mellem en liggende blok og en hængende blok. Den liggende blok er den der betragtes som faststående relativt til den hængende blok, som er den der forsættes.

Ramper og flader (engelsk: ramps and flats) er grundelementerne i overskydningstektonik. En rampe er en hældende forkastning langs hvilken der er sket en opskydning af en lagpakke (Fig. 10). Ramperne er de elementer som opsplitter lagpakken i overskydningsskiver, og det er langs ramperne at skiverne forsættes og stables oven på hinanden. Tidligere blev ramperne også benævnt reverse forkastninger, og forsætningen langs forkastningerne repræsenterer tektonisk kontraktion. Rampens hældning skal ses i relation til lagdelingen. Normalt vil hældningen mellem rampe og lagdeling ligge mellem 10° og 35° , og af bjergartsmekaniske grunde vil den aldrig overstige 45° . En flade (overskydningsflade) er en lagparallel forkastning langs hvilken der er sket en overskydning. Der findes altid to typer af flader, nemlig nedre og øvre flader (Fig. 10). Langs nedre flade 'løsrides' lagpakken fra bundlaget, hvilket er en forudsætning for at den som en skive (hængende blok) kan forskydes fremefter. Den øvre flade er identisk med overfladen af den liggende blok eller eventuelt forlandet. De to flader er forbundet af en rampe (Fig. 10). Ofte vil der kunne være dannet flader i flere niveauer, som er forbundet af mellemliggende ramper. Den nederste flade benævnes ofte décollementfladen.

Betragter man en flade, er det nødvendigt at skelne mellem den liggende-bloks flade (LBF) og den hængende-bloks flade (HBF). LBF er den del af overskydningen som ligger på toppen af og lagparallelt med den liggende-bloks lagserie. HBF er den del af overskydningen som ligger ved basis af den hængende blok og lagparallelt og ofte tillige parallelt foldet sammen med lagene i hængende blok. På samme måde skelnes også mellem den liggende-bloks rampe (LBR) og den hængende bloks-rampe (HBR). Udfordringen i den strukturelle analyse består i at udrede de forhold, hvor en hængende-bloks flade (HBF) ligger på en liggende-bloks rampe (LBR), eller hvor en hængende-bloks rampe (HBR) ligger på en liggende-bloks flade (LBF), og hvornår der må skelnes mellem hængende-blok flade (HBF) og hængende-blok rampe (HBR) beliggende på en liggende blokflade (LBF). Forkortelserne er brugt ved annotation på de følgende foto af overskydningsstrukturerne.

En strukturel konsekvens af forskydningen af en hængende blok (overskydningsskive) op over en lig-

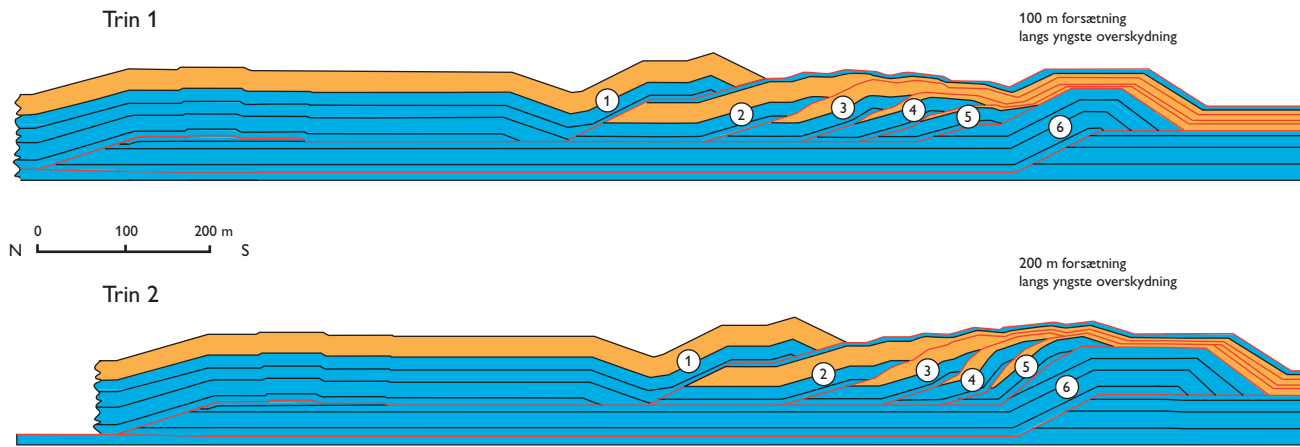


Fig. 11. Model af overpræget rotation af imbrikerede overskydningsskiver ved progressiv forsætning langs dybereliggende og senere aktiverede décollementzoner. Numrene angiver sekventiel imbrikation af overskydningsskiverne. Modellen tjener som forklarende introduktion til den strukturelle udvikling i Grønne Rende (Fig. 21 & 25).

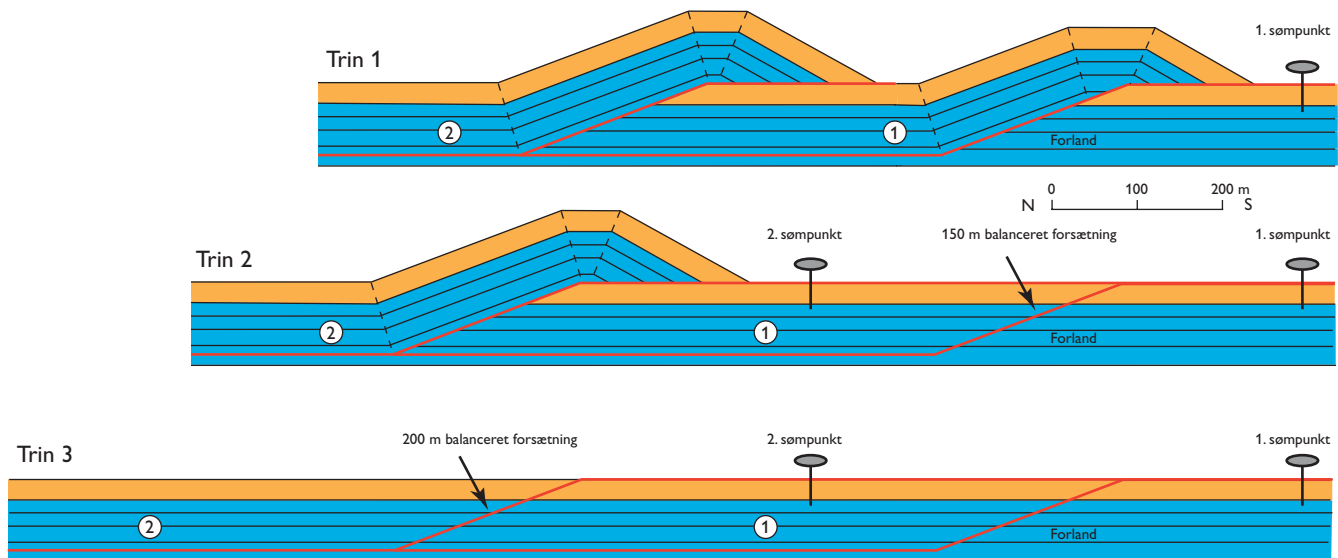


Fig. 12. Illustration af princippet i balanceret tværprofil anvendt på kompressionel overskydningstektonik. Balanceringen begynder med at man 'sømmer' forlandet fast og derpå trækker den skive tilbage som er nærmest forlandet (skive (1) i Trin 1). I næste trin 'sømmer' man den første skive fast, så man kan trække den anden skive (2) tilbage, hvor afstanden for tilbagetrækning i hvert trin svarer til den udmålte/beregne forsætning (Trin2). I Trin 3 er de to dislocerede skiver balanceret og 'lagt på plads' i deres oprindelige stratigrafiske position, og således videreføres balancering af et helt overskydningskompleks fra den distale del til den proksimale del.

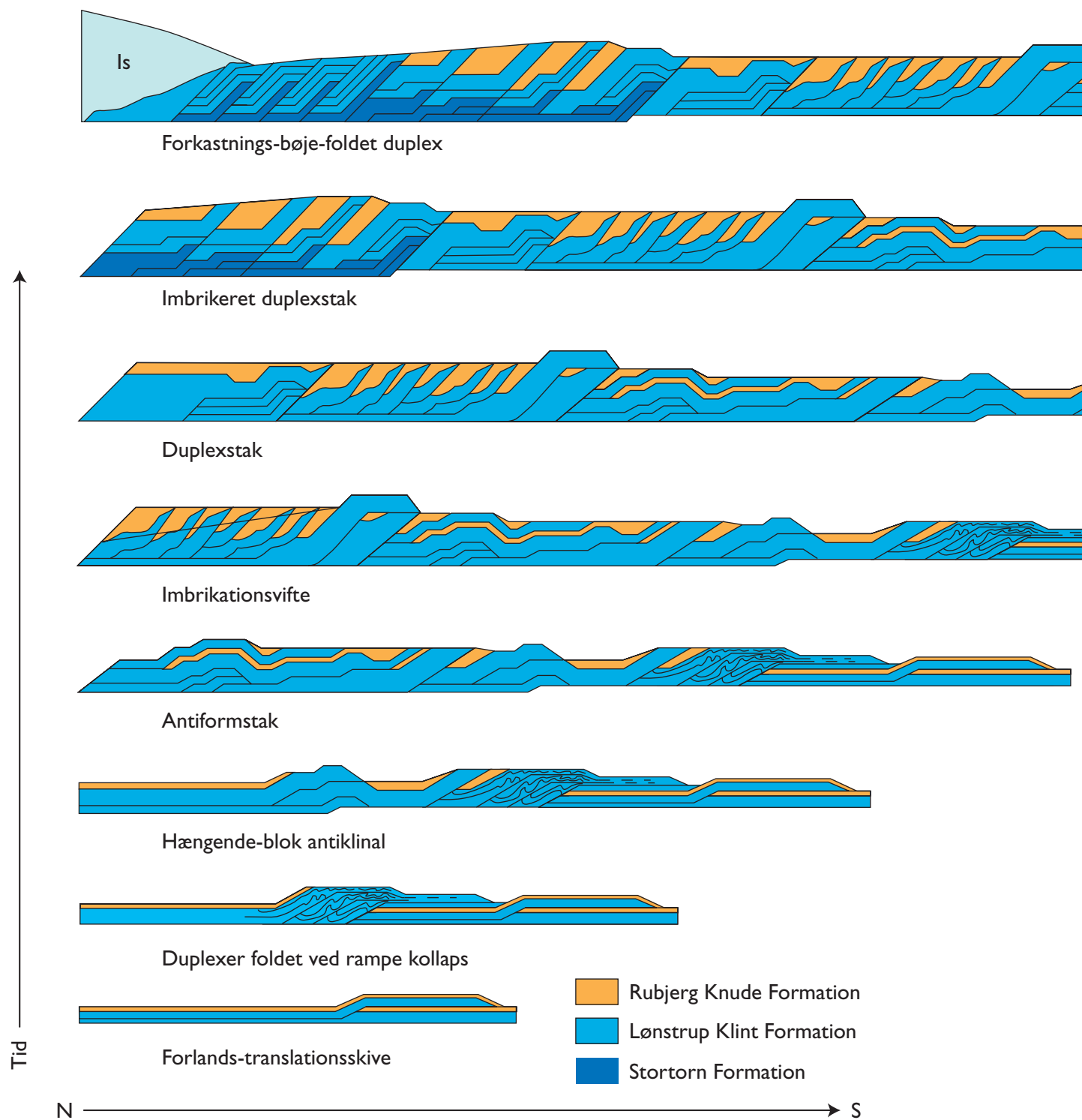
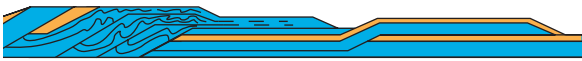
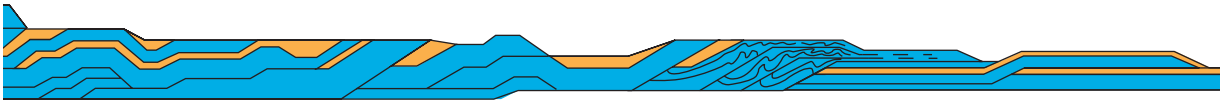


Fig. 13. Skematisk sammenstilling af strukturtyperne dannet under den dynamiske udvikling af Rubjerg Knude Glaciale tektoniske Kompleks. Læser man figuren lodret nedefra og op ser man den succession af strukturer, som dannes under den progressive overskydningsdeformation. På et givet sted vil forlands-translationsoverskydninger dannes førend hængende-blok antiklinaler. Læses figuren vandret ses, at forlands-translationsoverskydninger dannes samtidig (længst mod syd, distalt) samtidig med at der længst mod nord (proksimalt i forhold til iskappen) dannes eksempelvis en imbrikationsvifte.



gende-blok rampe er at der over rampens øvre hængsel udvikles hængende-blok antiklinaler (engelsk: hanging-wall anticline; Fig. 10). Geometrien af hængende-blok antiklinaler vil afhænge af forsætningens størrelse som det fremgår af Fig. 10. Når flere hængende blokke sammen er foldet over en liggende-bloks rampe karakteriseres strukturen som en antiformalstak (antiformal stack).

Den næste kompleksitet i den strukturelle analyse er når den ovenfor beskrevne rampe/flade struktur forsættes af en ny rampe. For at kunne udrede den sekventielle udvikling er det i denne situation vigtigt at kunne skelne mellem oprindelige flader og ramper. Bemærk især at en tidligt dannet rampe med en 'naturlig' brudvinkel på omkring 30° ved en senere rotation under senere forskydning langs med en foranliggende rampe kan blive til en stejl forkastning med ca. 60° hældning (Fig. 11).

Balanceret tværprofil

Forudsætningen for at kunne forklare den dynamiske udvikling er at man kan konstruere sig tilbage til den primære udgangsposition forud for deformationen. Dette gøres ved at udarbejde en balanceret rekonstruktion (engelsk: balanced reconstruction), hvor man ved hjælp af forsætningen (engelsk: displace-

ment) trækker lagene tilbage til deres oprindelige position (Fig. 12). Princippet har været benyttet af geologer igennem hundrede år, f.eks. i forsøget på en rekonstruktion af Lønstrup Klints dislocerede skiver (Gry 1940), men beskrivelsen af konceptet tilskrives generelt den canadiske geolog Dahlström (1969), som arbejdede i Rocky Mountains, hvor behovet for at verificere geologiske strukturer i forbindelse med olieeftersforskning, var blevet af essentiel betydning for investering i efterforskningsboringer. Dahlströms arbejde var baseret på linjebalance, dette blev senere fulgt af Suppes (1985) beskrivelse af anvendelsen af arealbalance. Kort fortalt er linjebalance en rekonstruktion baseret på opmåling/udregning/tolkning af forsætningen, mens arealbalance opererer med, at de volumener (tværsnitsarealer) som indgår i det deformerede kompleks skal kunne ækvivalere de volumener, der kan udregnes ved kendskab til de stratigrafiske mægtigheder i det primære bassin, som undergik deformation. Som tidligere nævnt kan arealbalancen anvendes for favorable 'pop-up' strukturer til at beregne dybden til décollementniveauet (Pedersen 1996). I arbejdet med at opstille den tektoniske syntese for Rubjerg Knude Glacialtektoniske Komplex har linjebalancen i princippet været brugt til at sætte alle skiverne på plads, mens arealbalancen har været brugt til at teste validiteten af denne rekonstruktion. Resultatet af konstruktionen af det balancerede tværprofil er, at ca. 11% af den deformerede lagfølge ikke lader sig balancere, men må betragtes som eroderet væk under den glacialdynamiske erosion (Pedersen 2005).

Strukturtyper i Rubjerg Knude Glacialtektoniske Komplex

Ved den systematiske beskrivelse af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Komplex er der foretaget en opdeling i 13 sektioner, der er navngivet efter lokale

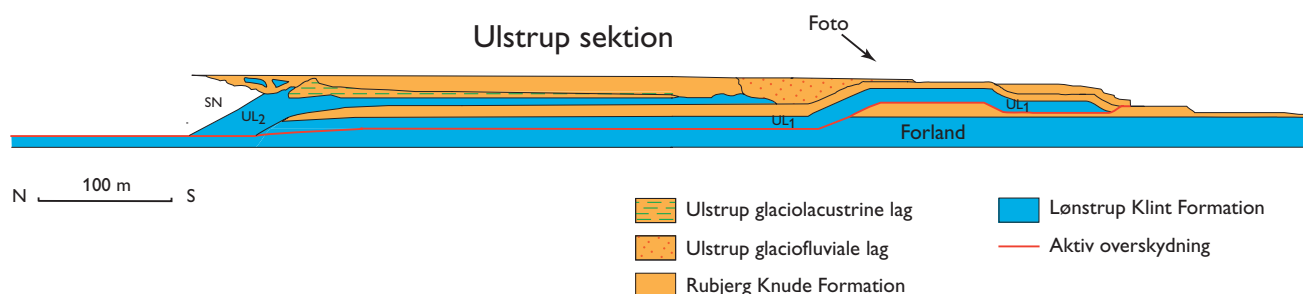
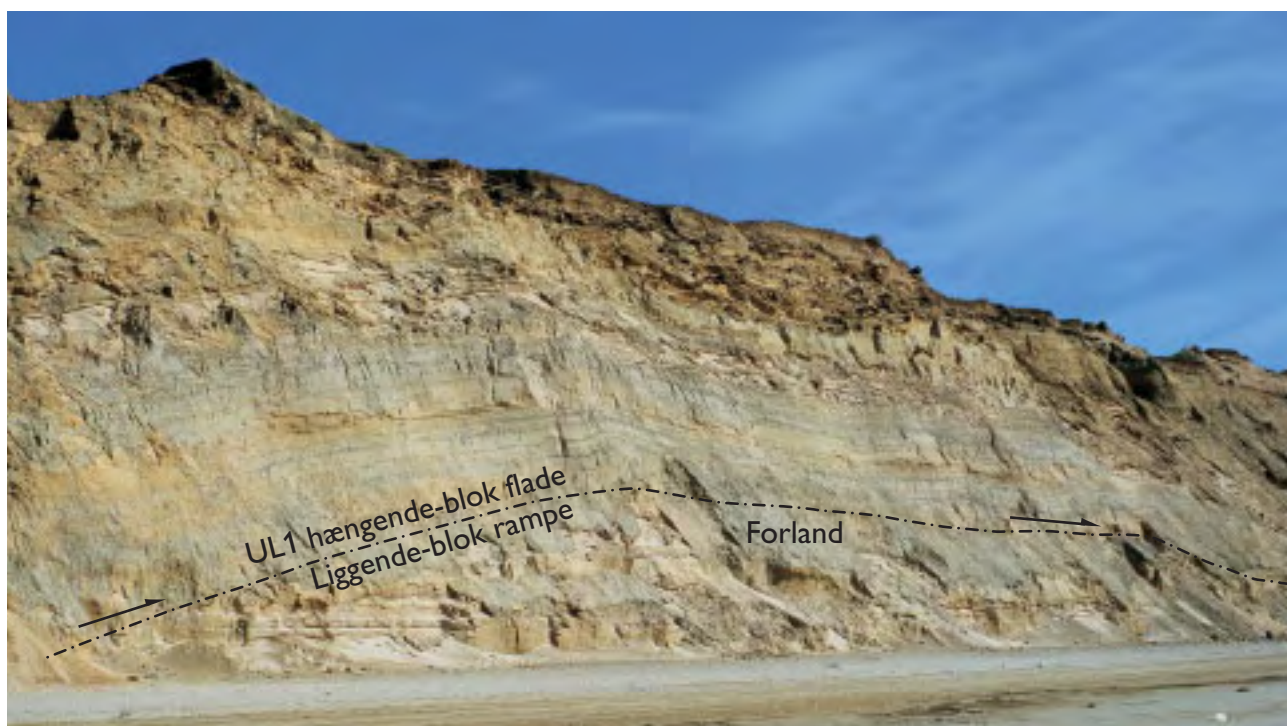
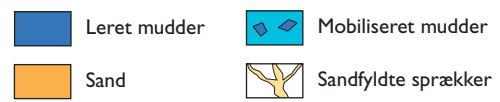
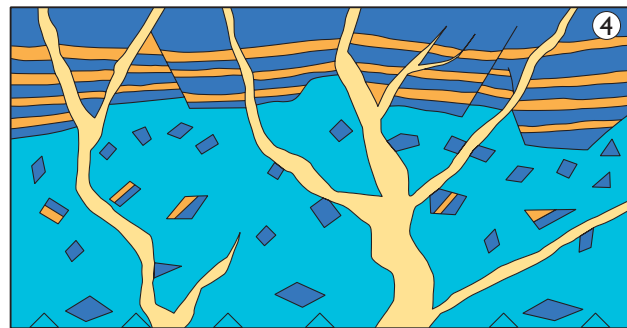
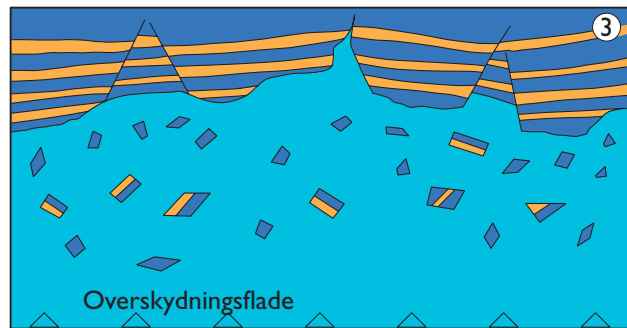
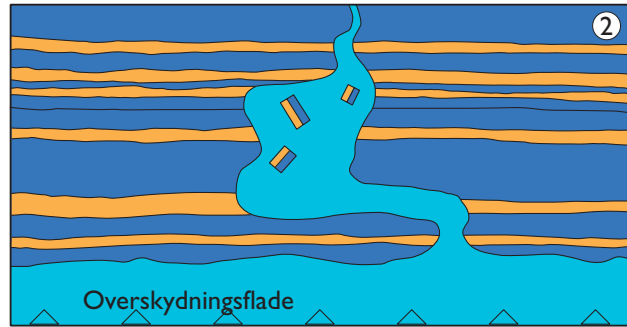
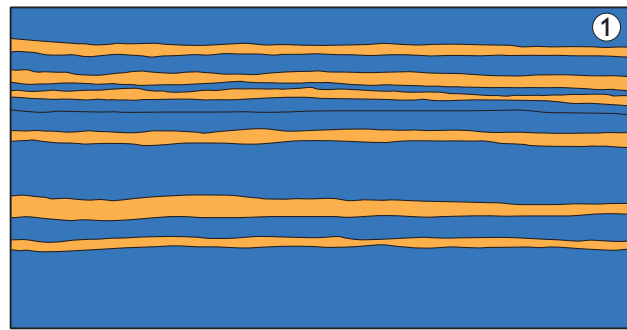
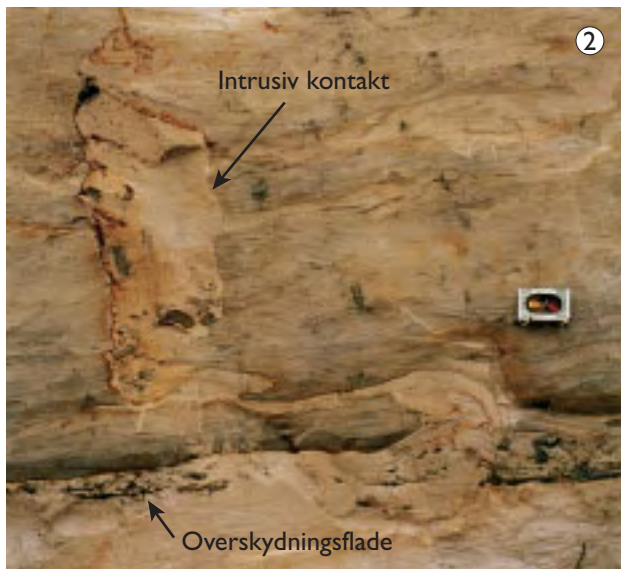


Fig. 14. Forlandsrampe dannet i den distale del af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks, hvor de frontale skiver er translate-ret 300–500 m hen over forlandet mod syd. Den sydligste skive (UL1) blev subhorizontalt forskudt frem over forlandet, mens en smeltevandsstrøm afsatte glaciofluviale sedimenter på ryggen af skiven. UL2 blev delvis båret piggyback på den liggende blok UL1 under skubbet på rampen mellem Ulstrup sektionen og Stensnæs sektionen (SN).

stednavne langs med klinten (Fig. 1). Disse er fra syd (nær Nr. Lyngby) mod nord (ved Lønstrup): Ulstrup, Stensnæs, Martørv Bakker, Kramrende, Brede Rende, Sandrende, Stenstue Rende, Grønne Rende, Rubjerg Knude Fyr, Stortorn, Moserende, Mårup Kirke og Ribjerg sektion, og det kan ikke undgås, at der i den følgende beskrivelse vil blive refereret til disse sektioner, hvis lokalisering fremgår af Fig. 1 og Planche 1. Overordnet kan komplekset opdeles i tre regimer: et distalt, et centralt og et proksimalt, hvor distalt refererer til området fjernest fra deformationskilden (og dermed også tættest ved forlandet), og proksimalt referer til området nærmest ved deformationskilden, nemlig den fremadrykkende isfront. Det

Modstående side:

Fig. 15. Breccie i overskydningszonen under hængende blok i Ulstrup sektionen. (1) Oprindelige uforstyrrede lagstilling. (2) Lommer og små intrusive gange dannedes i den indledende fase af muddermobilisering umiddelbart over overskydningsfladen. (3) I det fremskredne stadium af hydrodynamisk brecciering blev hele sålen af den hængende blok muddermobiliseret til en strukturløs matrix hvori små klaster af det primært laminerede sediment svømmede rundt. (4) I det afsluttende stadium af brecciedannelse konsolideredes den muddermobiliserede breccie, enten ved dehydrering eller på grund af grundfrost. Men da porevandtstrykket stadig var højt i overskydningszonen blev den konsoliderede breccie gennemsat af sandfyldte sprækker.



distale regime udgøres af Ulstrup og Stensnæs sektionerne, og til det proksimale regime hører Mårup Kirke og Ribjerg sektionerne, mens de øvrige sektioner henføres til det centrale regime. Imidlertid kan komplekset også beskrives ud fra de typer af overskydningsstrukturer, som det er opbygget af, og i denne sammenhæng kan otte typer opstilles (Fig. 13; Pedersen 2005):

- 1) Forlands translationskiver betegner sub-horizontale overskydningskiver der er blevet forskudt store afstande, størrelsesordenen $30 \times$ skivetykkelsen, over det udeformerede forland mod syd. Denne type af relativ simpel overskydning forekommer i den distale del af komplekset (Ulstrup sektionen). Termen translation (engelsk: translation) er det gængse udtryk for lange subhorizontale overskydninger, såvel i kompressionelle som i ekstensionelle tektoniske regimer.
- 2) Rampekollaps optræder på overgangen mellem det distale og centrale regime i Stensnæs sektionen. Her kollapsede agterenden af de distale overskydningskiver under sammenpresningen mod den rampe, som de distale skiver skulle brydes op fra før translationen hen over forlandet. Dette medførte tillige en meget kompleks foldning af segmenterne, der opsplittedes ved rampekollapsen.
- 3) Hængende-blok antiklinaler (engelsk: hanging-wall anticlines; Boyer & Elliot 1982) er den mest karakteristiske foldningstype, som indgår i overskydningskomplekset. Martørv Bakker, Kramrende og Brede Rende sektionerne er grundlæggende bygget op omkring hængende-blok antiklinaler. Men strukturen forekommer som initial deformationsfase i det fleste sektioner i det centrale regime.
- 4) En antiformstak (engelsk: antiformal stack; Boyer & Elliot 1982) opstår når to eller flere skiver er translateret horisontalt hen over hinanden og de sammen passerer en rampe. I princippet vil det være en hængende-blok antiklinal, der blot involverer flere overskydningskiver, men en antiformstak vil også kunne dannes ved at overskydningskiverne succesivt passerer den tidligst dannede hængende-blok antiklinal. Et godt eksempel på en antiformstak forekommer i Brede Rende sektionen.
- 5) En imbrikationsvifte (engelsk: imbricate fan; Boyer & Elliot 1982) er en hel gruppe af segmenter, som opstår ved at en lang sammenhængende overskydningskive på én gang brydes i stykker og forskydes op i stejltstående position. Imbrikation betyder taglagt. Et enestående eksempel på en imbrikationsvifte findes i Grønne Rende sektionen, hvor tolv skiver tilsammen danner denne strukturtype.
- 6) Et duplexsegment er en overskydningskive som

på alle kanter og flader begrænses af overskydninger. Når flere duplexsegmenter ligger oven på hinanden karakteriseres de som en duplexstak. Ordet duplex har sin oprindelse i det amerikanske begreb for et hus med to etager og to boliger liggende over og under eller stødende op til hinanden, på dansk ville man nok kalde det et dobbelthus, men det giver ringe mening at indføre dette begreb i en overskydningstektonisk sprogbrug. Den sydlige del af Stortorn sektionen er opbygget af en sådan duplexstak.

- 7) Imbrikerede duplexstakke opstår når flere duplexstakke deformeres op langs dybtgående ramper. Sådanne deformerede duplexstakke kan opfattes som duplex enheder, der er begrænset af ramper. Duplexstakke og duplex enheder begynder at optræde i Stortorn sektionen, men tiltager i deformationsintensitet i sektionerne nordpå mod den proksimale del.
- 8) Forkastnings-bøje-foldning (engelsk: fault-bend-folding; Suppe 1983) opstår når overskydningskiver deformeres ved forskydning op langs med en rampe og hen over et rampehængsel. I den mest proksimale del af komplekset dominerer denne type deformation, og det er her de allerede udviklede duplex enheder bliver foldet under overskydningsbevægelsen, hvorfor typen karakteriseres som forkastnings-bøje-foldede duplexer.

Foruden de oven for nævnte overskydningsstrukturtyper forekommer der i komplekset to strukturtyper, som indbefatter syntektonisk sedimentation og episedimentær deformation, nemlig piggyback-bassiner og mudderdiapirer. Piggyback overskydning (fra amerikansk: gris på ryggen) betyder en overskydningskive, som hviler på en underliggende skive, mens denne bliver forskudt, og på samme måde betyder et piggyback-bassin et bassin, som dannes på ryggen af en overskydningskive, mens denne forskydes fremefter mod forlandet. Piggyback-bassiner dannes således øverst i komplekset, og i nærmest diametral modsætning hertil dannes mudderdiapirer i den nederste del af komplekset, hvor mudder mobiliseres ved basis af overskydningskiverne på grund af det høje porevandstryk. Dette er en forudsætning for at skiverne kan bevæges som sammenhængende enheder under deformationen. Når det mobiliserede mudder belastes af overskudte skiver begynder mudderdiapirerne at intrudere op i lagserien eller ind langs lagplanerne. Mens piggyback-bassinerne forekommer hyppigst i den mere distale del af komplekset, tiltager mudderdiapirismen mod den proksimale.

Beskrivelsen af deformationsudviklingen er lettest at gennemføre, hvis man starter længst mod syd

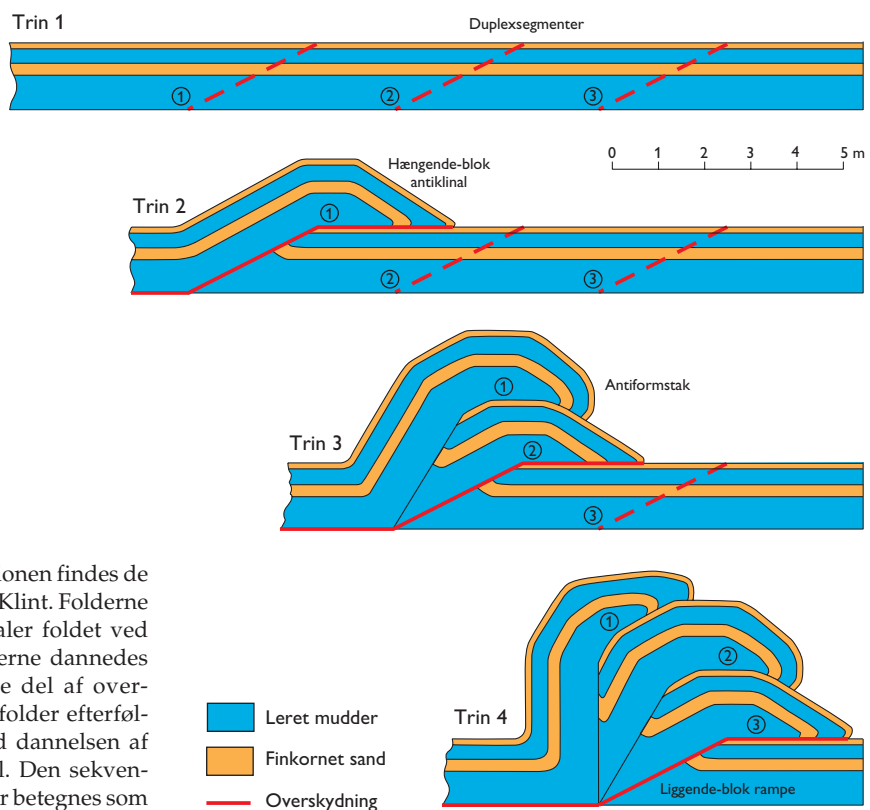


Fig. 16. I den sydlige del af Stensnæs sektionen findes de mest intensivt foldede partier i Lønstrup Klint. Folderne er dannet som hængende-blok antiklinaler foldet ved passage over rampehængsler. Da ramperne dannedes sekventielt fremefter mod den frontale del af overskydningssystemet vil det første sæt af folder efterfølgende blive overpræget af foldning ved dannelsen af næste rampes hængende-blok antiklinal. Den sekventielle opbrydning af liggende-blok ramper betegnes som rampekollaps.

i klinten, altså distalt. Der er to årsager hertil: décollementniveauet er lavt (ca. 10 m under overfladen) længst mod syd og dybt (ca. 40 m under overfladen) længst mod nord. En grundlæggende antagelse er, at dannelsen af et lavt (overfladenært) décollementniveau dannes tidligere end et dybt décollementniveau. Den strukturelle analyse af Lønstrup Klint viser også, at deformationen i den proksimale del kan forklares som en overprægning af de distale strukturer af gradvist mere proksimale strukturer.

En konsekvens af dette er, at iskappens deformerende kraft spredes gennem de proglaciale områder ved at der gradvis dannes overskydningsstrukturer på dybdere og dybere niveau, og at deformationsdybden bliver lavere og lavere (= mere overfladenær) jo længere væk man er fra iskappen.

Deformation i den distale del af komplekset

En af de mest forbavsende opdagelser ved opmålingen af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks er erkendelsen af lange, horisontale overskydnings-skiver, som er blevet translateret mere end 500 m frem over forlandet. Skivernes tykkelse er kun 10 m, og man skulle tro, at så tynde skiver under en så lang transport ville gå stykker. Hele Ulstrup sektionen opbygges af to skiver på henholdsvis 500 og 700 m længde. De er adskilt af en rampe langs hvilken den bageste skive er skudt op over den forreste skive i sektionen (Fig. 14).

De horisontale skiver begrænses bagtil at rampekollapsen ved Stensnæs sektionen. Denne rampekollaps er sket under det progressive fremadrettede skub fra baglandet af skiverne i Ulstrup sektionen. Under rampekollapsen er segmenter blevet brudt op og en kompleks foldning af liggende-blok synklinaler og hængende-blok antiklinaler opstod, som tillige indbar en sekventiel overprægning af de tidligere dannede folder.

Den progressive translation af fladtliggende overskydnings-skiver

Ved balancering af overskydningerne der translateres over forlandet er det væsentligt at klarlægge, hvor liggende-blokrammerne var placeret. Den sydligste rampe op over forlandet er let at identificere (Fig. 14), og fra denne rampe blev den frontale skive skudt 350 m frem over forlandet. Overskydnings-skiven (UL1) er 750 m lang og omkring 10 m tyk, og i agter-

enden blev den bagved opskudte skive (UL2) translateret piggyback på den frontale skive. Denne skives rampe er naturligvis den liggende-blok rampe som afslutter den frontale skive mod nord (Fig. 14). UL2 har en forsætning på 550 m, og agterenden af denne skive har en forøget tykkelse, hvilket tolkes som et 10 m dybt spring fra et øvre til et nedre overskydningsniveau i hvad der kan betragtes som en nedre forlandsrampe. Mens UL2 blev bevæget hen over overfladen af UL1 opstod der mellem den øvre og nedre forlandsrampe et midlertidigt piggyback søbassin, som under den fortsatte overskydning atter blev udsat for erosion, således at det kun er den nordligste del som er godt bevaret. En model for et sådan piggyback-bassin er vist i Fig. 14.

Hvordan var det muligt at bevæge disse tynde skiver en halv til næsten en hel kilometer frem over forlandet, uden at de kollapsede og gik i stykker ved den laterale kompression? Den samme overvejelse har været diskuteret for nappeoverskydninger i bjergkæder, og svaret er at et højt porevandstryk langs sålen af hængende blok (hængende-blok rampe og flade) dels skaber den begyndende opsprækning, som udvikles til overskydningszonen, dels bidrager porevandstrykket med at nedsætte friktionen, og endelig er det hydrodynamiske overtryk med til at bære overskydnings-skiven (Hubbert & Rubey 1959). I den nederste del af overskydnings-skiverne i Ulstrup sektionen kan effekten af de høje porevandstryk observeres som en op til 3 m tyk breccie i overskydningszonen. I den initiale fase af breccieudviklingen blev det mobiliserede mudder fra overskydningszonen intruderet op i den overliggende hængende blok (Fig. 15). Den fortsatte mobilisering af mudder ødelagde efterfølgende lagdelingen i sedimenterne og homogeniserede dem til en strukturløs masse med små klaster af den oprindelig lamination flydende rundt som små fisk (Fig. 15). På et afsluttende stadium af udviklingen konsolideredes breccien, enten

Modstående side:

Fig. 17. Normalforkastningen i Martørv Bakker sektionen (ved pilen i foto) danner den nordlige begrænsning af piggyback-bassinet i Martørv Bakker sektionen, hvori slumpfoldede diamikte sedimenter blev aflejret (se Fig. 18). Forkastningen opstod ved forsætning langs den forlands-hældende flanke af den hængende-blok antiklinal opstået ved skiven **MB2** passage af underliggende ramper. **Trin 1** i den dynamiske rekonstruktion viser opdelingen af sektionens centrale skive i et øvre segment **MB2** og underliggende delsegmenter **MB2u1**, **MB2u2**, **MB2u3**. **Trin 2** viser dannelsen af en antiformalstak mod nord ved overskydning af sektionens nordlige ramper. **Trin 3** viser hvordan den hængende-blok antiklinal opstod ved forskydning af **MB2u3** over **MB2u2**. Oven over den syd-hældende flanke i antiklinalen reagerede **MB2** ved forsætning langs en normal forkastning.

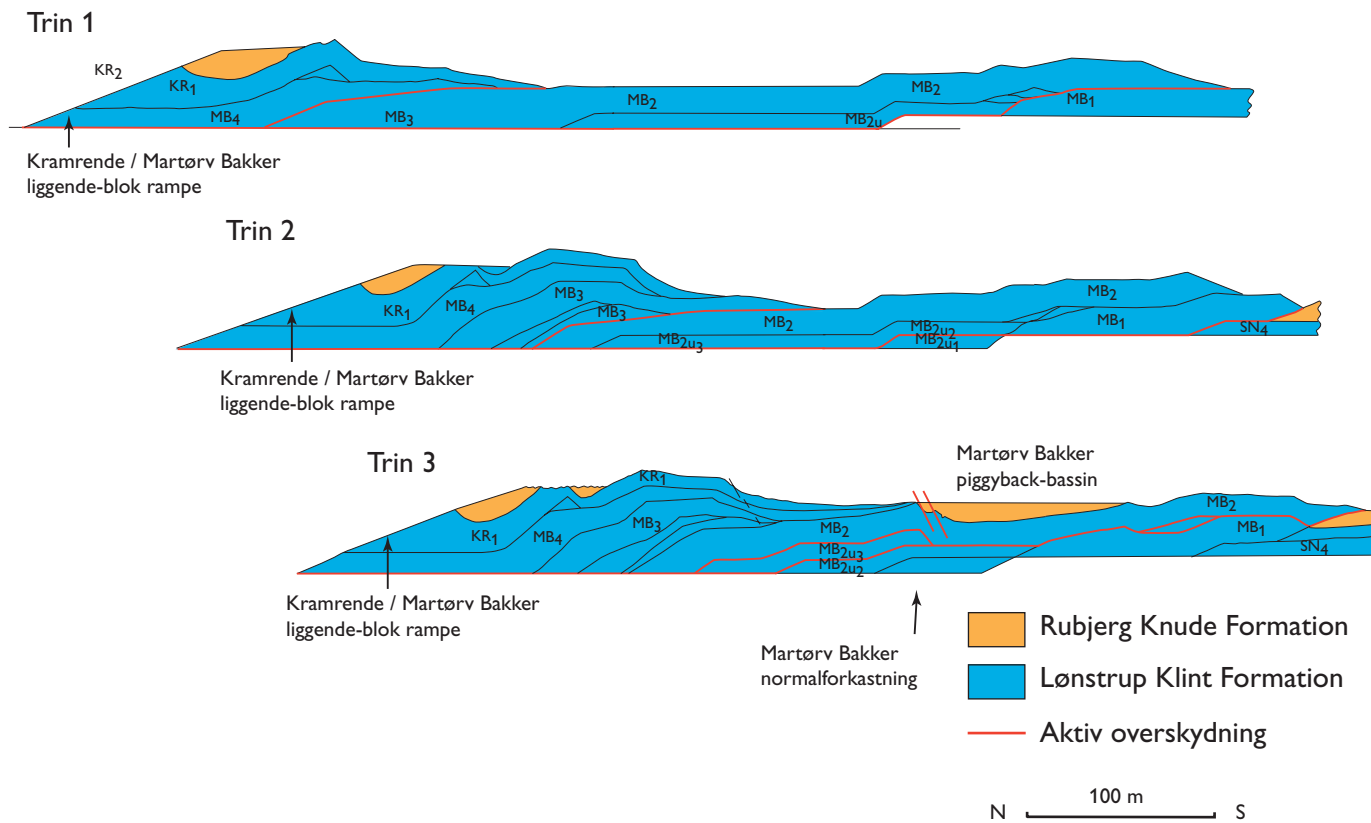
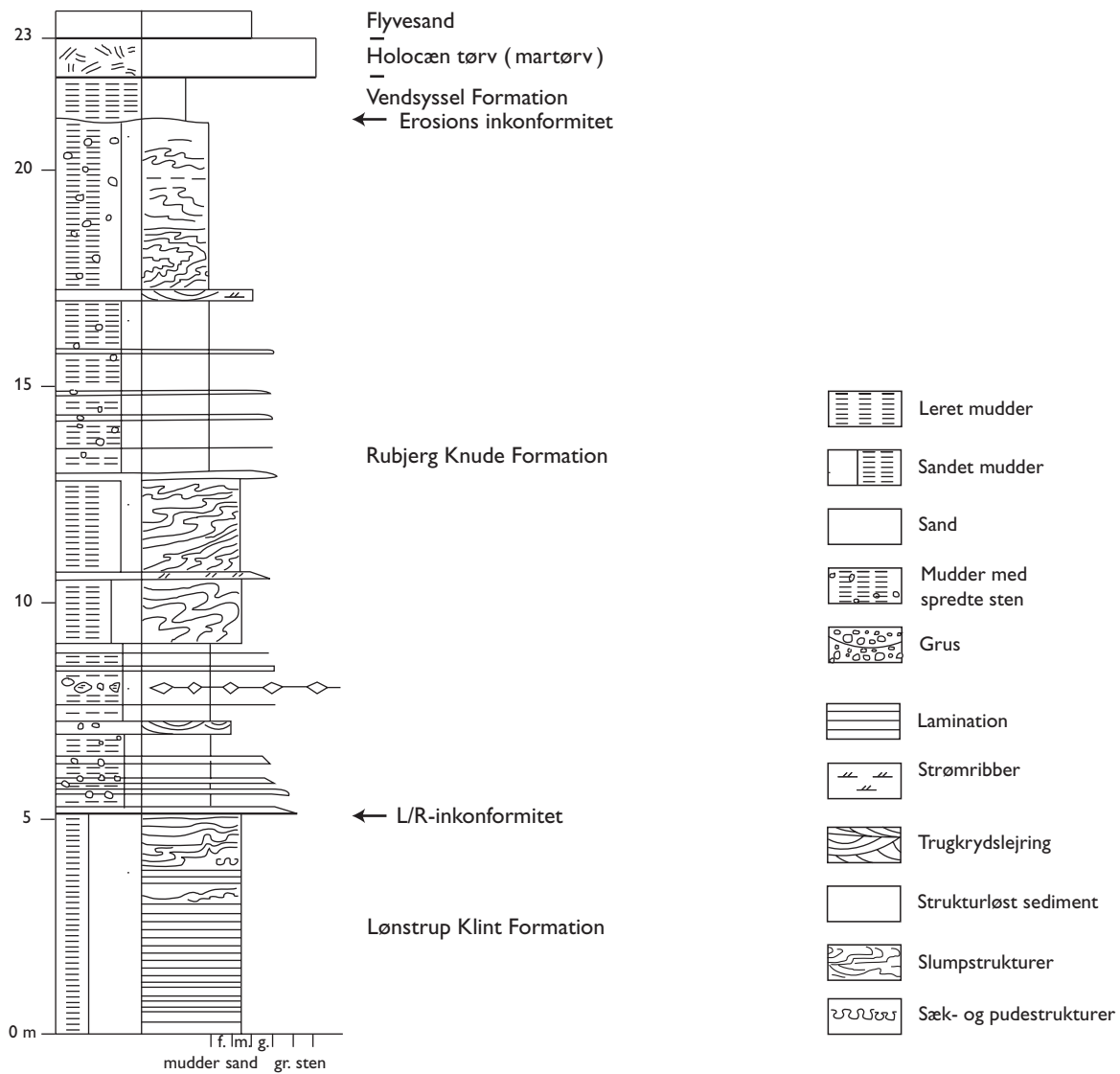




Fig. 18. Slumpfoldede skiver af Lønstrup Klint Formationens lag i piggyback-bassinet i Martørv Bakker sektionen. De afbildede slumpstrukturer svarer til intervallet 11–13 m i den sedimentologiske log.



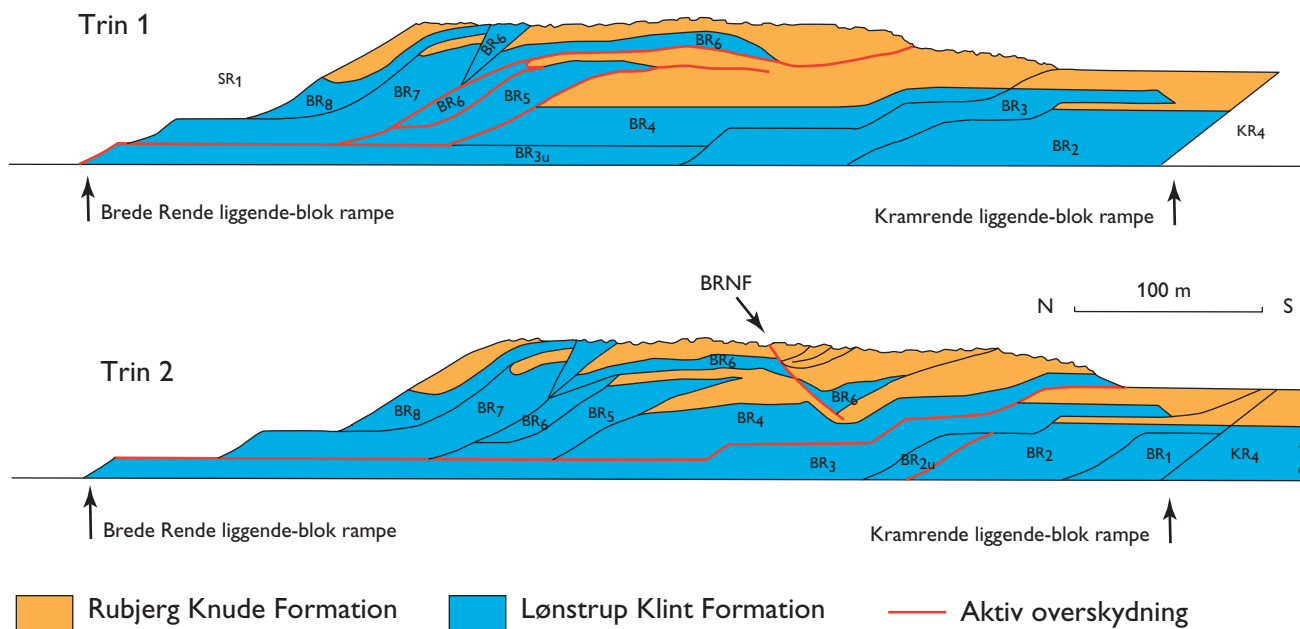
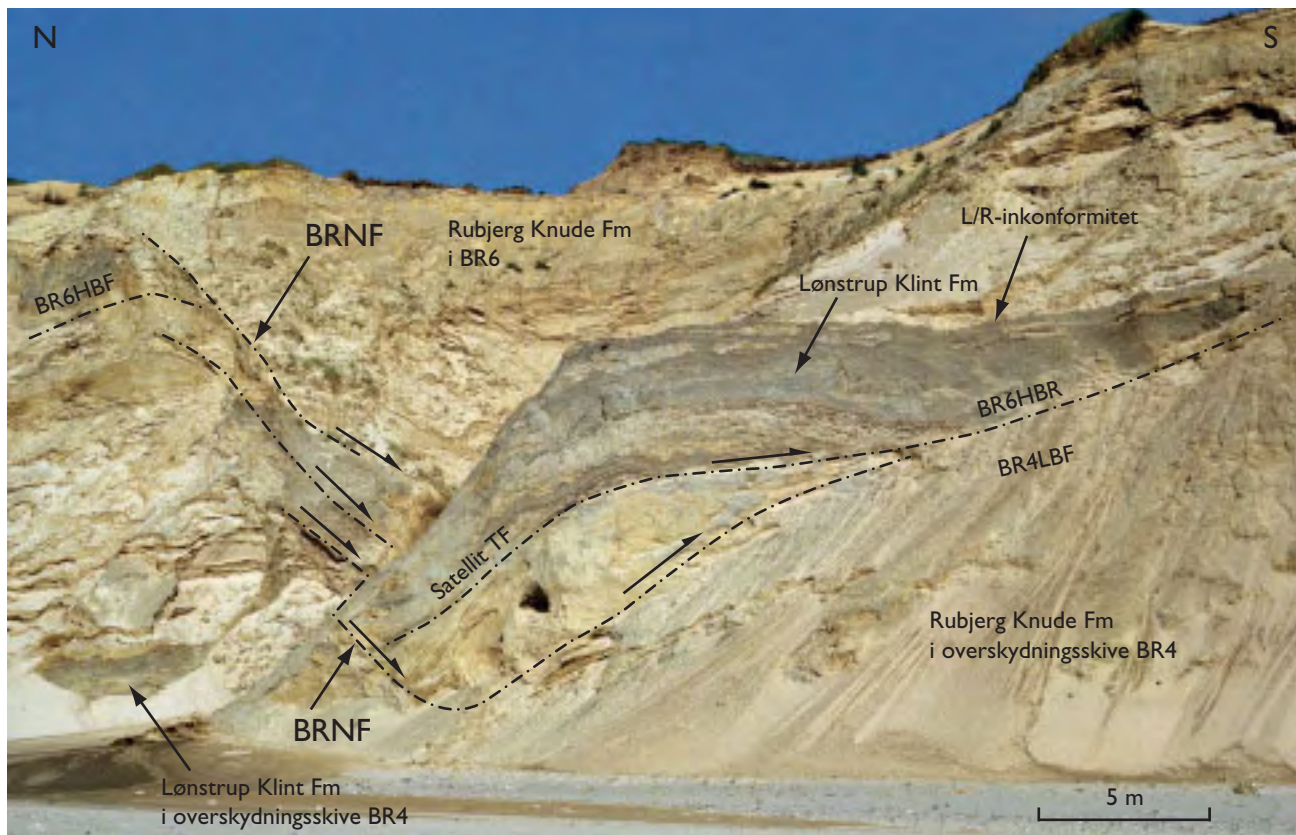


Fig. 19. Brede Rende sektionens normalforkastning (BRNF) og den dynamiske udvikling illustreret med to vigtige trin af sektionens depositions- og deformationshistorie. På billedet ses den normalforkastede næse af overskydningskive BR6. Bemærk at overskydningen under BR6 i normalforkastningens hængende blok (til højre i fotoet) er en hængende-blok rampe (BR6HBR) mens den er en hængende-blok flade (BR6HBF) i normalforkastningens liggende blok (til venstre i fotoet). **Trin 1** viser en fremskredet fase af sektionens udvikling hvor BR6 allerede havde overskredet BR5, og hvor alle skiverne BR5–8 forskydes langs 20 m décollementfladen. Trin 2 viser den efterfølgende fase, hvor overskydningskiven BR4 netop havde passeret den liggende-blok rampe på BR3 og derved blevet foldet i en hængende-blok antyklinal. Over den forlands-hældende flanke af denne antyklinal forsættes næsen af BR6 langs Brede Rende normalforkastning (BRNF).

ved dehydrering, vandet diffunderer bort fra det mobiliserede sediment, eller eventuelt ved at grundfrost frøs ned til overskydnings breccien. Men selv efter denne konsolidering var porevandstrykket langs med overskydningszonen så højt, at hydrodynamisk opspækning gennemskar den hængende blok og sandet mudder transporteredes op i lagpakken gennem sprækkerne (Fig. 15).

Rampekollops og successiv overpræget foldning

Agterenden af de translaterede skiver afgrænses af en liggende-blok rampe. Op mod denne rampe blev de sydligste skiver i Stensnæs sektionen forskudt op over hinanden. Under denne overskydning blev presset mod den liggende bloks agterende så stort, at den oprindelige skive i den nordligste del af Ulstrup sektionen blev brudt i stykker ved en fremadskridende rampekollaps. Da de herved opståede skivesegmenter begrænsedes af overskydninger på alle sider må de betragtes som duplexskiver. Det mest iøjnefaldende ved strukturerne opstået under rampekollapset er de komplekse foldestrukturer, som er blottet ved Stensnæs (Fig. 16). Ingen andre steder langs Lønstrup Klint findes en så mangfoldig optræden af folder som netop her. Folderne er en del af duplexdannelsen, idet hver skive har en hængende-blok antiklinal i fronten og en liggende-blok synklinal i agterenden. Hertil kommer at folderne dannet under den første rampekollaps genfoldes under den næste rampekollaps, som igen genfoldes under de følgende (Fig. 16). Herved opstår der en successiv overprægning af folder, som i tilgift udligner volumenændringer ved en kompleks bøj- og glidefoldning. Man kan undre sig over, at lignende mangfoldighed af folder ikke optræder i resten af Lønstrup Klint. Forklaringen er at rampekollaps er forbundet med de relativt tynde og overfladenære overskydnings-skiver (rampespring fra 10 til 20 m décollementflader). Når først décollementniveauet sprang ned til 20 og 30 m niveauet under overfladen blev brudstyrken så stor for liggende-blok ramperne, at der kun dannes progressive overskydningsramper mod forlandet.

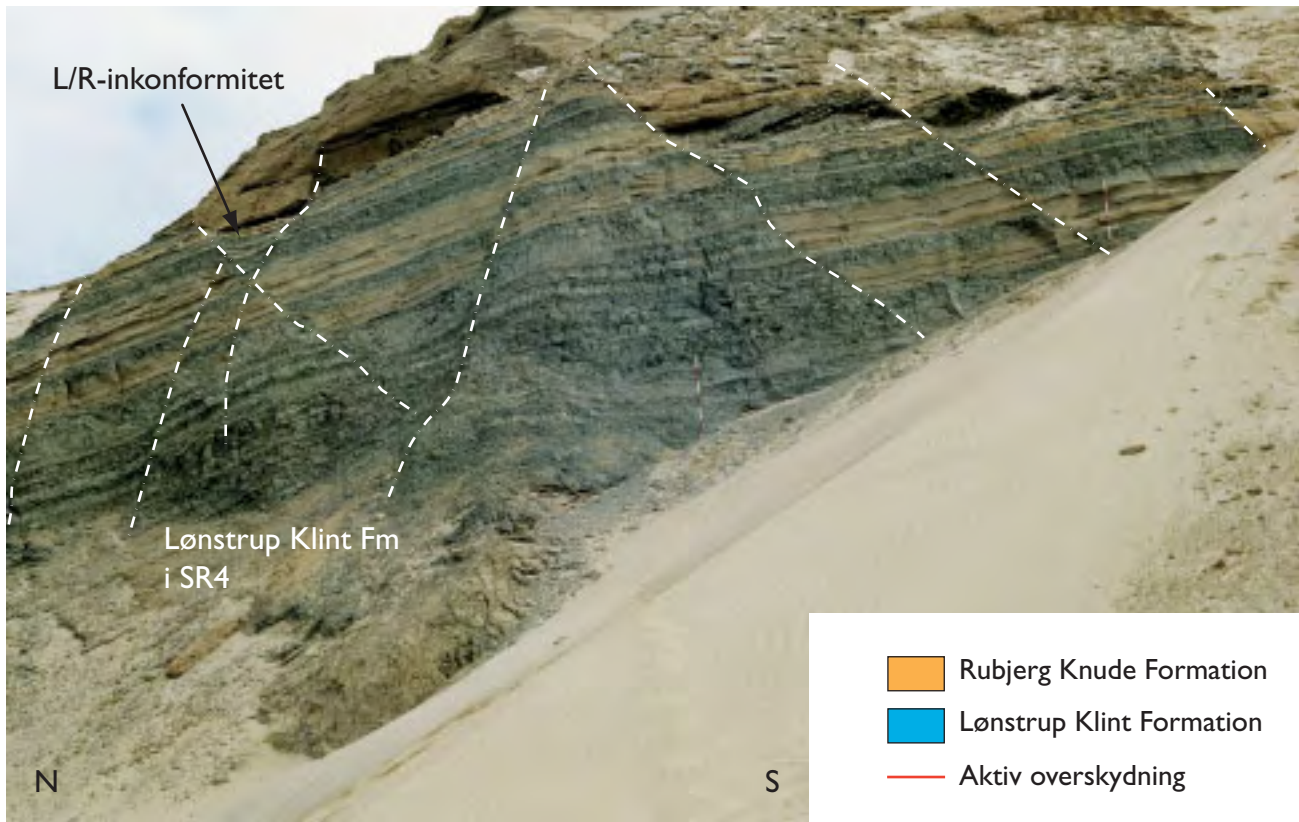
Deformation i den centrale del af komplekset

Den centrale del af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Komplex er karakteriseret af en gradvis opstejling

af overskydnings-skiverne, fra relativt fladtliggende skiver mod syd til forekomsten af lodretstående overskydninger mod nord. Mod syd forekommer hængende-blok antiklinaler med en glidende overgang til antiformalstakke. Normalforkastninger forekommer i forbindelse med forlandshældende flanker af hængende-blok antiklinaler med den mest typiske udvikling ved Brede Rende. Imellem de opskudte skiver forekommer glaciofluviale aflejringer, der kan tolkes som afsat syntektonisk i piggyback-bassiner, hvis mægtighed i Sandrenden bliver op til 25 m. Imbrikationsviften, som forekommer mellem Grønne Rende og Rubjerg Knude Fyr, bemærkes allerede på lang afstand, når man vandrer op mod fyret langs stranden fra syd. Skiverne af Lønstrup Klint Formationen står frem som lodrette grater i klinten adskilt af det lyse sand i Rubjerg Knude Formationen. Nord herfor står pynten frem ved Stortorn, hvor det mørke ler i Stortorn Formationen står stejlt ned til brændingszonen, hvis da ikke leret er skredet ud, hvilket hyppigt forekommer på dette sted. Årsagen til at der i klinten ved Stortorn optræder så meget ler er, at Lønstrup Klint Formationen her optræder i en duplexstak. På nordsiden af pynten springer décollementniveauet ned til sin dybeste beliggenhed, nemlig 40 m under referenceniveauet. Herved blev Stortorn Formationen forskudt op langs den dybtgående rampe til det øvre hængsel af den liggende-blok rampe, hvor formationen nu er eksponeret. Længere mod nord blev duplexstakkerne deformeret ved imbrikation. Moserenden, som man normalt når til ved at gå langs stranden mod syd fra Lønstrup, er karakteriseret ved imbrikerede duplexstakke, som øverst har bevaret en større eller mindre rest af et piggyback-bassin. Overgangen mellem det centrale og proksimale regime ligger mellem Moserenden og Mårup Kirke, hvor strukturerne går fra imbrikerede

Modstående side:

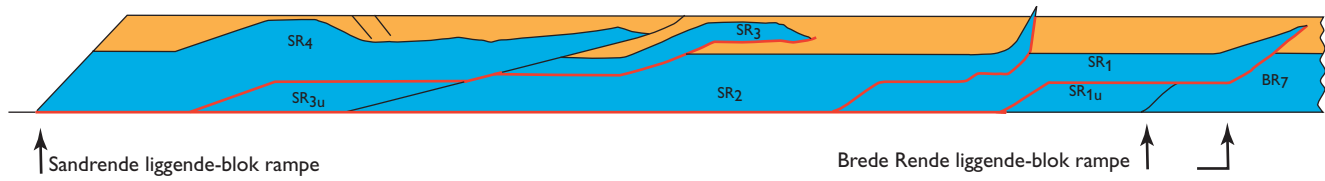
Fig. 20. Konjugerede normalforkastninger forsætter Lønstrup Klint Formationen i agterenden af Sandrende sektionens skive **SR4**. Denne skive blev, under dannelsen af en hængende-blok antiklinal i det underliggende duplexsegments passage af en rampe, udsat for bøj-glide foldning, der medførte den ekstension, som udløste normalforkastningssprækkerne i SR4 skiven. **Trin 1** viser den initiale fase af overskydning hvor den hængende-blok antiklinal i midten af SR4 betinger opsplittningen i to adskilte piggyback-bassiner. **Trin 2** viser den fase hvor duplexsegmentet **SR3u** blev skubbet med op over liggende-blok rampe af **SR2**. Under denne accentuering af den hængende-blok antiklinal blev SR4 udsat for ekstension som afspejles i de konjugerede normalforkastninger. **Trin 3** er en af de afsluttende faser i den dynamiske udvikling i Sandrende sektionen der bl.a. medførte dannelsen af en diapir i den frontale del af SR2 under dennes passage af de liggende-blok ramper af **SR1**.



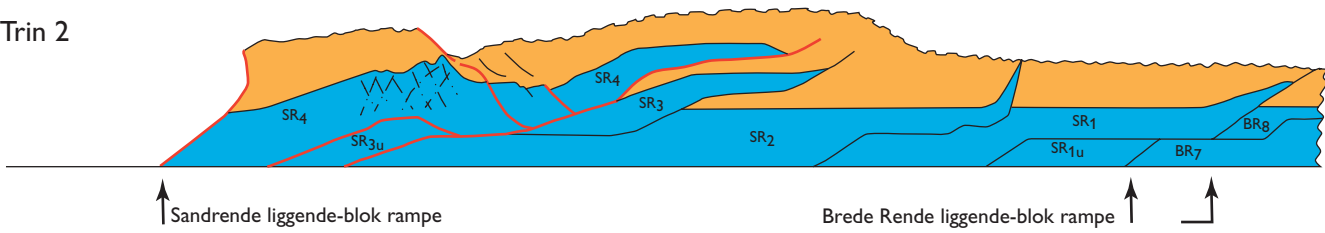
- Rubjerg Knude Formation
- Lønstrup Klint Formation
- Aktiv overskydning

N S
100 m

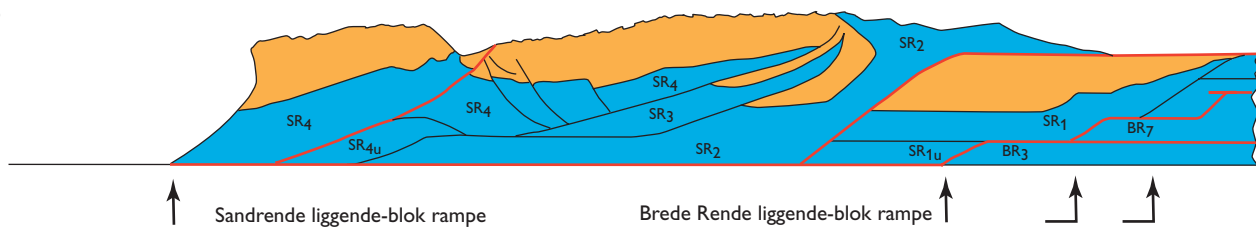
Trin 1



Trin 2



Trin 3



stakke til forkastnings-bøje-foldning af de imbrikerede stakke eller duplexenheder.

Hængende-blok antiklinaler i relation til forsætning

Modellen for udviklingen af hængende-blok antiklinaler blev allerede demonstreret i Fig. 10. Strukturen i klinten neden for Martørv Bakker er et godt eksempel på udviklingen af en hængende-blok antiklinal, hvor den hængende blok med en tykkelse på omtrent 20 m blev forskudt ca. 200 m frem over den liggende bloks øvre flade. Antiklinalen er derfor ret fladtoppet, men den forlandshældende flanke er forbavsende velbevaret, selvom der hyppigt sker en kraftig erosion i overfladen af disse flanker. Men hele historien om den forlandshældende flanke er dog ikke slut med kun at være knyttet til en hængende-blok antiklinal. I den afsluttende fase af overskydningen aktiveres décollementfladen 30 m under topniveauet. Herved blev den liggende-blok rampe i agterenden af Martørv Bakker sektionen forøget ned til dybeste décollementniveau og hele overskydningsskiven skubbet fremefter. Duplexsegmentet mellem 20 m og 30 m fladerne blev hermed aktiveret og en antifformstak accentuerede den forlandshældende flanke, som udvikledes til en normalforkastning (Fig. 17). Oven på den ved normalforkastningen nedforkastede blok dannedes et piggyback-bassin, hvori slumpskiver af Lønstrup Klint Formationen skred ud fra toppen af den hængende-blok antiklinal (Fig. 18). Aflejringerne i piggyback-bassinet i Moserende blev af Jessen (1918) benævnt som morænesand, men må i lyset af den seneste dynamiske tolkning karakteriseres som en diamikt, altså etsediment som både indeholder en matriks af ler og sand samtidig med at der også optræder klaster i grusfraktionen. Kildematerialer for sandet i denne diamikt var den glaciofluviale baggrundssedimentation, hvorimod leret blev tilført som nedskylsmateriale fra Lønstrup Klint Formationen og gruset tilførtes fra L/R-inkonformiteten, og endelig danner slumpskiverne eksotiske blokke (olistoliter) i bassinet.

Hængende-blok antiklinal, antifformstak og normalforkastning i Brede Rende

Et godt eksempel på en antifformstak dannet under en lang skives translation hen over en kortere skives hængende-blok antiklinal findes i Brede Rende sektionen. Som det var tilfældet ved Martørv Bakker optræder der også i Brede Rende en forlandshælden-

de normalforkastning (Fig. 19). Størrelsen af den vertikale forsætning (ca. 20 m) i Brede Rende er et resultat af en hængende-blok antiklinal dannet ved en nedre duplexskives forsætning op over en rampe. Men lad os starte fra begyndelsen af den dynamiske udvikling af Brede Rende. I profilet opdeles Brede Rende sektionen i 8 skiver benævnt BR1, BR2, BR3 osv. (Fig. 19). Det kan være svært at vurdere, hvilken skive der er bevæget først, når man står med den færdigt deformerede sektion. En af nøglerne til at løse dette problem er tykkelsen af sedimenterne i piggyback-bassinet. Hvis tykkelsen er lille mellem L/R-inkonformitetsfladen og den overliggende overskydningsflade må overskydningen være startet tidligt. Derimod nåede tykkelsen af aflejringerne i et piggyback-bassin som stod 'åbent' i længere tid under translationen en større mægtighed, inden bassinet blev 'lukket' af den efterfølgende overskydning. Ud fra denne antagelse må de første forskydninger, som skete i Brede Rende sektionen, være forsætninger af skiverne BR6 og BR3. Følger man specielt BR6 ses det at den må have passeret en stejl, dybtgående rampe (liggende-blok rampe ved agterenden af BR5) samt en mindre, svagt hældende rampe over den frontale del af BR5, inden den med en forsætning på ca. 50 m dannede en fladtoppet hængende-blok antiklinal på ryggen af BR5. Herefter begyndte BR7 og 8 at skubbe på bagenden af BR5 og 6. BR7 og 8 blev selv skubbet op på 20 meters décollementfladen, hvorunder BR5 blev forskudt op over det ca. 20 m tykke piggyback-bassin på ryggen af BR4. Herunder blev BR6 løftet op i 30 meters højde over basis-referencefladen (oprindelige position af L/R-inkonformiteten), og normalforkastningen i Brede Rende sektionen udvikles med en vertikal forsætning på ca. 10 m af BR6 foran den forlandshældende front af BR5. Selve forsætningen er af størrelsesordenen 20 m som skyldes, at BR4 blev skubbet op over en rampe på ryggen af BR3, hvorved den forlandshældende flanke af den dannede hængende-blok antiklinal bidrager med de resterende 10 m af forsætningen langs med normalforkastningen (Fig. 19).

Normalforkastninger i hængende-blok antiklinal i Sandrende sektionen

Nord for Brede Rende sektionen følger Sandrende sektionen i hvis frontale del lignende normalforkastninger som beskrevet ovenfor forekommer. En anden type af normalforkastninger optræder imidlertid også i Sandrende sektionen, nemlig et helt sæt af konjugerede ekstensionelle normalforkastninger opstået ved deformationen i en antifformstak (Fig. 20).

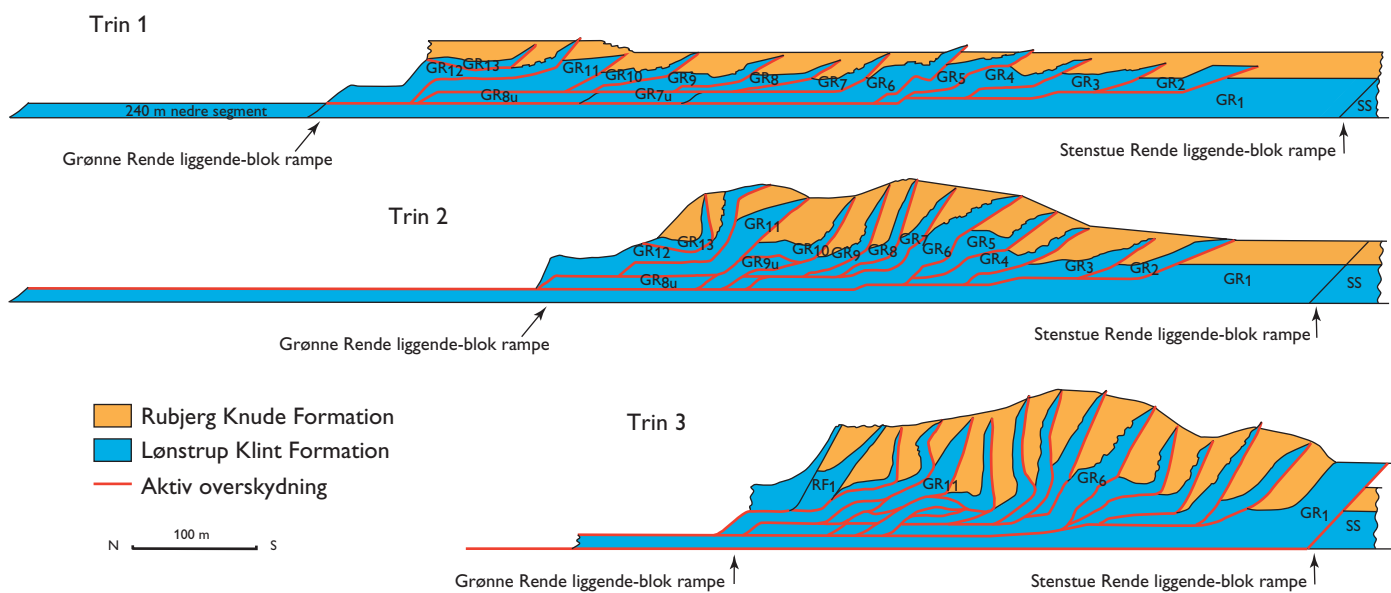


Fig. 21. De stejlstående overskydningsskiver i Grønne Rende sektionen står frem som grater i Lønstrup Klint mellem Grønne Rende og Rubjerg Knude Fyr. Strukturerne i Grønne Rende danner en imbrikationsvifte og den dynamiske udvikling er vist i tre trin under billedet. **Trin 1** demonstrerer hvordan alle skiverne forskydes i samme fase, de sydligste (distale) med rod ned til décollementfladen i 10 m og de nordligste (proksimale) med rod ned til décollementfladen i 20 m. Allerede ved den første forsætning på 20 m langs hver hængende-blok rampe bliver længden af GR1 agterende-segmentet mellem 20 og 30 m décollement af størrelsesorden 240 m. **Trin 2** viser den successive opstejling af skiverne under den fortsatte overskydningsbevægelse. Bemærk at hængende-blok ramper i den distale del af systemet stadig har en hældning på ca. 30° mens hældning af ramper i den proksimale del øges til 60° og derover. Med den forøgede forsætning forlænges endvidere agterende-segmentet af GR1. **Trin 3** viser den afsluttende opstejling af imbrikationsviften i Grønne Rende sektionen som skyldes aktiveringen af décollementfladen i 30 m under hele GR1. Problemerne omkring balanceringen af agterende-segmentet af GR1 og dannelsen af en duplexstak illustreres i Fig. 25.

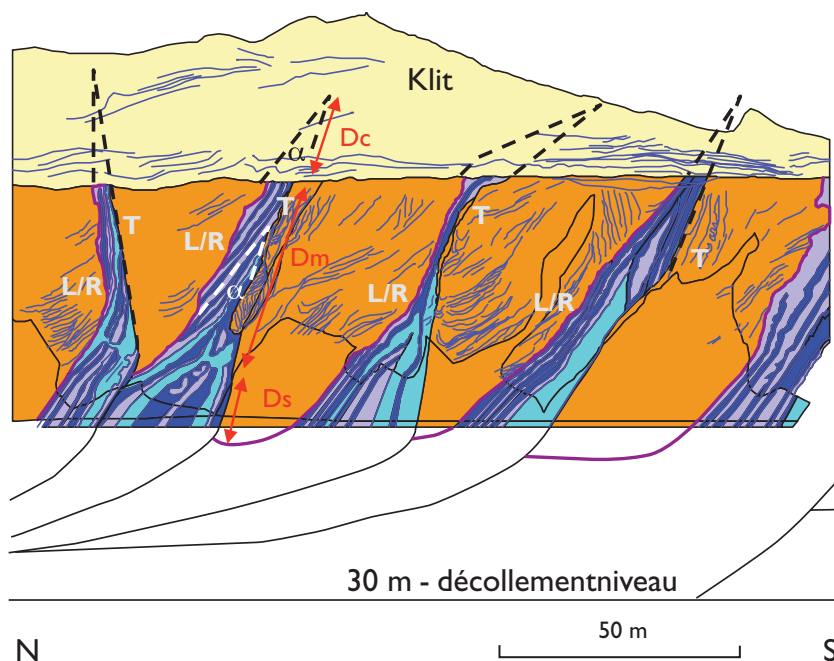


Fig. 22. Udmålingen af forsætningen for de enkelte skiver er vist ved et eksempel fra skiven benævnt GR4 centralt i Grønne Rende sektionen. Den borte-roderede spids af skiven er konstrueret ud fra vinklen α mellem overskydningen (T) og L/R-inkonformiteten. Forsætningsbidraget udmålt på denne fiktive forlængelse af den frontale del af overskydningsskiven er benævnt D_c . Forsætningen som er direkte målelig i profilet er benævnt D_m . D_s betegner det nederste bidrag til forsætningen som er dækket af skred.

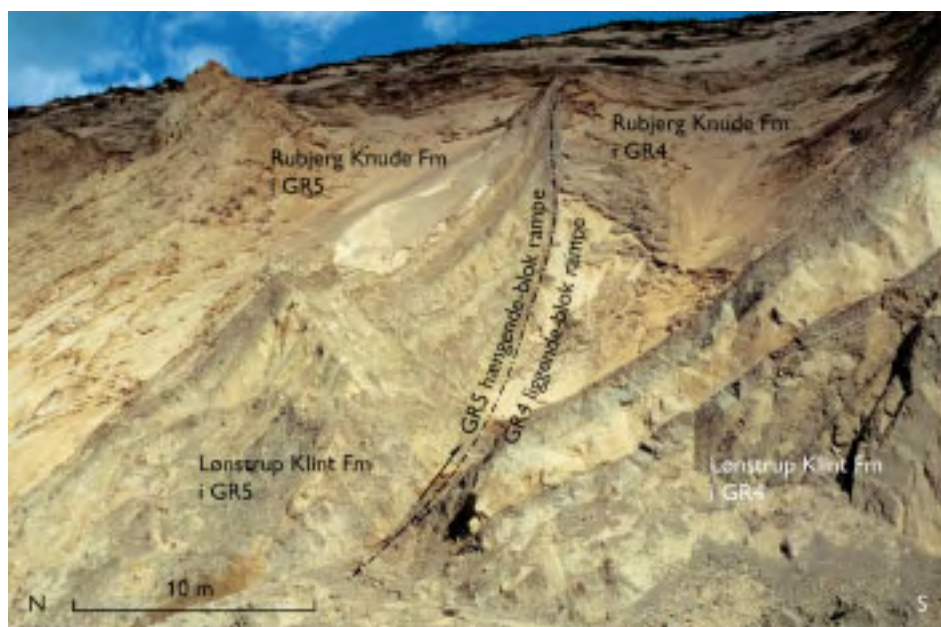
Sandrenden er ellers kendt for sin tykke lagfølge af Rubjerg Knude Formationen, der er aflejret i et piggyback-bassin, hvor den syntektoniske sedimentation er demonstreret ved et vinkeldiskordant onlap på L/R-inkonformiteten (Sadolin *et al.* 1997, Pedersen 2005). Men i lighed med Brede Rende er Sandrende sektionen også opdelt i et antal navngivne skiver, SR1–4. I den dynamiske udvikling af Sandrende sektionen blev SR4 forskudt op over den liggende-blok rampe af SR3, hvorved en hængende-blok anti-

klinal opstod, som adskilte piggyback-bassinet i en nordlige og sydlig del (Fig. 20). Herefter blev SR3 splittet op i et øvre og nedre segment. Det øvre segment blev sammen med den frontale del af SR4 skubbet fremad mod syd, mens det nedre (SR3u) som et duplex blev skubbet frem mod liggende-blok rampe af SR2. Herved blev den hængende-blok antyklinal i agterenden af SR4 yderligere løftet op. Under bøjeglide foldningen over SR3u hængende-blok antyklinalen opstod der en ekstensionel strækning af SR4



Fig. 23. Et eksempel på onlap på en forlandshældende intern lagflade i Rubjerg Knude Formationen aflejret under den progressive deformation af imbrikationsviften i Grønne Rende sektionen.

Fig. 24. Centralt i Grønne Rende sektionen bliver de oprindelige hængende-blok ramper med rampevinkel på ca. 30° reorienteret til lodretstående position ved de underliggende skivers passage af ramper med lignende rampehældning.



skiven, som resulterede i de konjugerede normalforkastninger (Fig. 20).

Det kan virke lidt forbavsende at man ikke finder flere interne forkastningsstrukturer i de øvrige skiver, som siden blev bragt 'på plads' på en liggende-blok flade. Men det er tydeligt, at disse forkastninger efterfølgende gennemgik en retrograd forsætning, hvorved lagstillingen blev bragt i en relativ primær position uden at efterlade nævneværdige sprækker. Dog kan det ikke udelukkes, at en del af de hydrodynamiske breccier, som findes i hele komplekset, blev udviklet op gennem sådanne svaghedszoner i skiverne.

Imbrikationssviften i Grønne Rende sektionen

Den imponerende imbrikationssvifte bestående af tolv opretstående overskydnings-skiver er hovedelementet i Grønne Rende sektionen (Fig. 21). Ved konstruktionen af det balancerede tværprofil er forsætningen af de enkelte skiver beregnet som vist i Fig. 22. Herved er forsætningen for de enkelte skiver opmålt til at ligge mellem 60 og 70 m, hvilket tilsammen giver en forsætning på 700–800 m. De imbrikerede skiver fylder i tværsnittet nu 250–300 m, og skiverne blev skudt op fra décollementfladen i 20 m niveauet, altså på ryggen af den forreste (distale) skive GR1 i Grønne Rende sektionen.

Denne skive blev forskudt langs med décollementfladen i 30 m niveauet, og det må derfor forventes at

agterenden af GR1 havde et nedre segment begrænset af 20 og 30 m décollementfladen som strækker sig ca. 500 m bagud (mod den proksimale del af komplekset). Dette 'efterladte' segments skæbne vil blive videre behandlet i næste sektion, mens dele af deformationsdynamikken i imbrikationssviften gennemgås her (Fig. 21).

Imbrikationsskiverne i Grønne Rende sektionen består primært af Lønstrup Klint Formationen. Dog blev de første ca. 10 m sedimenter i Rubjerg Knude Formationen afsat samtidig med den initiale opskydning. At forskydningen op langs de svagt hældende ramper allerede var startet under den tidligste sedimentation af Rubjerg Knude Formationen ses af at der typisk forekommer onlap med en svag til moderat vinkeldiskordans mellem L/R-inkonformiteten og lagdelingen i Rubjerg Knude Formationens fluviale sand. Under den fortsatte deformation opstod der fra tid til anden forlandshældende flanker relateret til de svagt udviklede hængende-blok antiklinaler. Dette medførte et skift i onlap idet Rubjerg Knude Formationens aflejringer fra at onlappe på en nordhældende lagflade skiftede til at onlappe på sydhældende interne lagflader i formationen (Fig. 23). I den afsluttende fase af deformationen aflejreredes atter fluvialt sand med onlap på en nordhældende intern lagflade, hvis ikke sedimentationen prægedes af storskala trugkrydslejring. Nok så interessant er det at følge den interne vinkel mellem overskydningerne. Generelt ligger den første rampevinkel på omkring 25–30°. Når en sådan overskydning derpå reorienteres under overskydning af en underliggen-

de skive, hvor rampens vinkel også er på 30°, bliver orienteringen af den overliggende overskydning tæt på 60°. I den centrale del af sektionen blev skiverne yderligere translateret piggyback på en underliggende overskydning, hvorved de igen blev reorienteret ved forskydning op langs endnu en 30° hældende rampe, så slutresultatet er, at overskydningerne i tværprofilet står lodret, som det ses på Fig. 24.

Dannelsen af en duplexstak i Stortorn sektionen

Som nævnt ovenfor medførte deformationen af imbrikationsviften i Grønne Rende sektionen at der i regnskabet for det balancerede tværprofil manglede en redegørelse for et ca. 500 m langt efterladt underliggende agterende-segment af GR1. Segmentet, der ligger mellem décollementfladerne 20 m og 30 m, må nødvendigvis blive deformeret, hvis ramperne i den frontale del af Grønne Rende sektionen såvel som ramperne i den resterende proksimale del af komplekset når ned til 30 m décollementniveauet (Fig. 25). Som det fremgår af deformationstrinene i Grønne Rende sektionen blev GR1 i sidste fase af deformationen skudt op langs en relativ stejl rampe, som har rod helt ned til 30 m décollementniveauet (Fig. 21). I Stortorn sektionen var décollementniveauet til lige beliggende i 30 m, og i den frontale del af denne sektion forekommer en meget kompleks opbygning af skiver. På trods af interne forstyrrelser skabt af muddermobilisering og diapirisme er det imidlertid muligt at differentiere tre relativt fladtliggende duplexskiver, altså en duplexstak. Ved balanceringer af tværprofilet kan det konstateres, at denne duplexstak svarer til det volumen, man skulle forvente der ville blive skabt ved at stakke agterende segmentet af GR1 i tre overliggende duplexskiver oven på hinanden under de frontale skiver i den frontale del af Stortorn sektionen (Fig. 25, 26). En følge af denne duplexstak er, at L/R-inkonformiteten her forekommer i sin højst hævede position (ca. 35–40 m over strandplanet) i komplekset.

Fra Stortorn sektionen og nordpå mod den proksimale del forekommer duplexstakke som en integreret del af deformationen (Fig. 26). Dette skyldes især at décollementniveauet er blevet sænket til 40 m i den centrale del af Stortorn sektionen. Springet til det dybeste décollementniveau skete under den afsluttende deformationsfase i Stortorn sektionen. Den umiddelbare effekt af dette er, at Stortorn Formationens skalførende sorte ler her er blottet i den nedre del af klinten (Fig. 6).

Imbrikerede duplexstakke

Det næste trin i udviklingen af deformationstyper var dannelsen af imbrikerede duplexstakke, hvor de fladtliggende duplexstakke blev forskudt ved en monoklinal bøjefoldning op langs en foranliggende rampe. Dette udviklingstrin ses allerede i den proksimale del af Stortorn sektionen (Fig. 26), og imbrikerede duplexstakke forekommer som en dominerende del af strukturerne i Moserende sektionen. Overgangen til det proksimale regime sker i den nordlige del af Moserende sektionen, og optager herefter resten af den centrale del af komplekset mod nord. Der er en glidende overgang fra imbrikerede stakke til forkastnings-bøje-foldede duplexer. Men inden beskrivelsen fortsætter med disse vil en special syntektonisk sedimentationsstruktur, som er knyttet til piggyback-bassinerne over imbrikerede duplexer, blive fremdraget.

Kilelag i piggyback-bassin og deres deformationshistorie

Kilelag blev i 1970-erne observeret i adskillige danske grusgrave, hvor de forekom som diskordante sprækker i en tippet lagserie af glaciofluviale aflejringer. Sjørring (1977) beskrev kilelag under den engelske term 'fissure strata', hvor han fastslog, at dels er kilelag et sedimentært lag karakteriseret ved småskala strømribber, dels at den lagpakke som kilelagene skærer sig ind i foruden at være glacialtektonisk forstyrret (tippet lagstilling) også må have været permafrossen, således at sedimentet ikke kollapsede under sprækkens dannelse. I piggyback-bassinerne i Moserende sektionen forekommer kilelag, og ikke alene gælder Sjørrings (1977) tolkning, men kilelagene er også selv blevet deformeret i den fremadskridende dynamiske udvikling af overskydningsdeformation. Et meget flot eksempel på kilelag findes i den frontale del af Moserende sektionen (Fig. 27), som her vil blive gennemgået i detaljer.

Den dynamiske udvikling af piggyback-bassinet over overskydnings-skive MR2 i den frontale del af Moserende sektionen er illustreret med fire rekonstruktionstværsnit (Fig. 28). Før opskydningen aflejreredes et mindre end 5 m tykt lag af glaciofluvialt sand ved basis af Rubjerg Knude Formationen oven på L/R-inkonformiteten på toppen af Lønstrup Klint Formationen. Under den første fase af MR2s rampeoverskydning dannedes en hængende-blok antiklinal, hvor hængende-blok rampen forsattes langs med L/R-inkonformiteten samtidig med at Rubjerg Knude Formationens sand foran den forlandshæl-

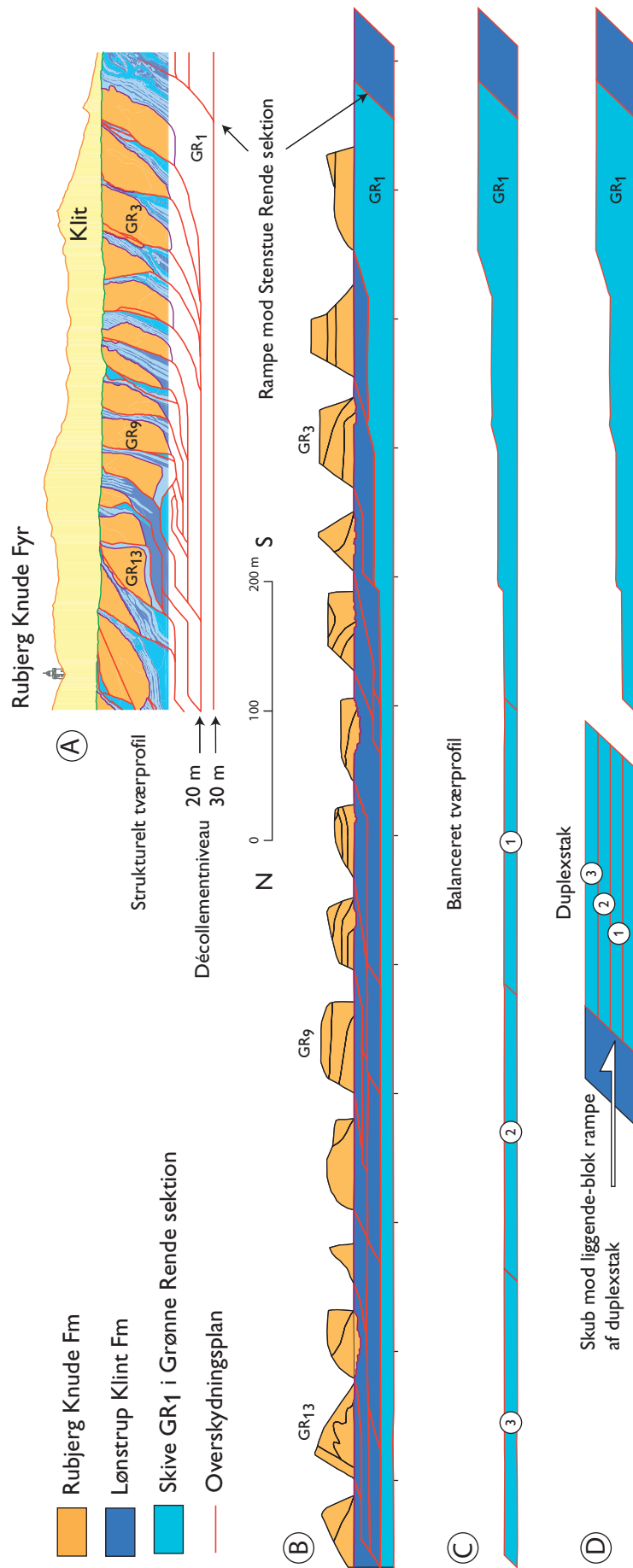
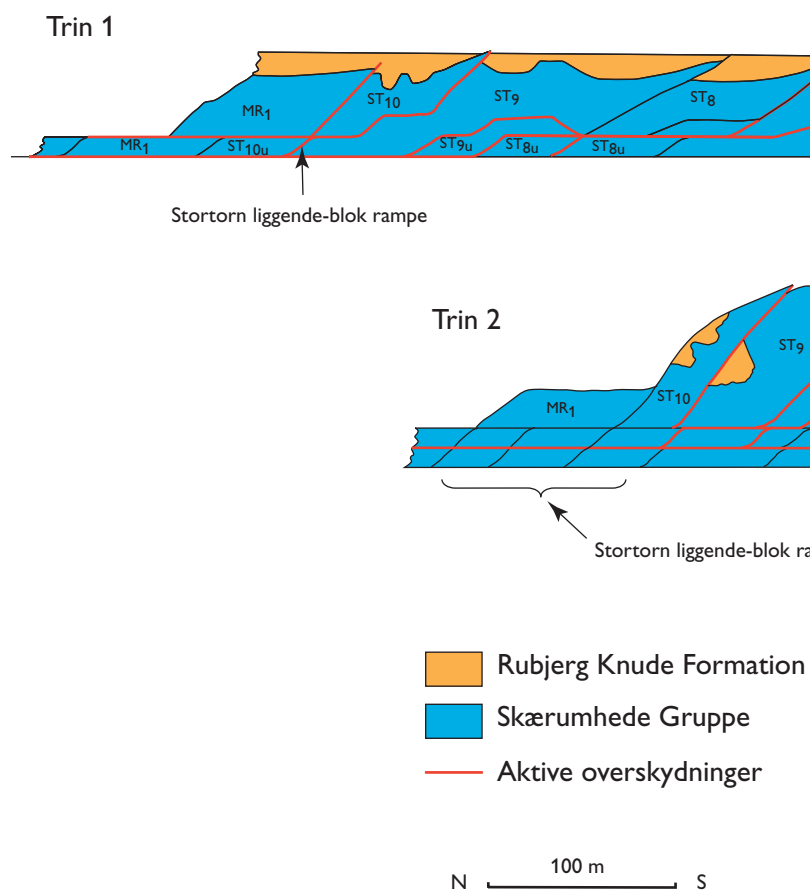


Fig. 25. Balancering af tværprofilen i Grønne Rende sektionen og den heraf følgende dannelse af en duplexstak. (A) er det simplificerede strukturelle tværprofil af Grønne Rende sektionen. For at lette identifikationen af skiverne i det balancerede tværprofil (B) er skiverne **GR₁**, **GR₃**, **GR₉** og **GR₁₃** anoteret. Bemærk at de imbrikerede skiver har et initialt décollementniveau i 20 m. (B) viser det balancerede tværprofil. De gule 'pyramider' repræsenterer den del af Rubjerg Knude Formationen, som kan opmåles i det strukturelle tværprofil. Tomrummene mellem de enkelte 'pyramider' repræsenterer enten erosion eller non-deposition. Bemærk størrelsen af agterende-segmentet af GR₁, der er illustreret som en selvstændig sammenhængende skive i (C). I den indledende fase af imbrikationsviftens dannelse fungerer GR₁ som liggende blok og deltag ikke aktivt i overskydningsmekanismen. (D) Viser den fase hvor décollementniveauet i 30 m er aktiveret og hele agterende-segmentet af GR₁ bliver presset sammen under dannelse af en duplexstak. Segmenterne 1, 2 og 3 er her stablet op oven på hinanden i duplexstakken, mens den frontale del af GR₁ bærer hele imbrikationsviften (sammenlign GR₁ i D med GR₁ i A). Duplexstakken bliver ikke stablet op i sektionen umiddelbart bagved Grønne Rende sektionen men først i den frontale del af Stortorn sektionen (se Fig. 26).

dende flanke blev skrabet bort. Hængende-blok antiklinalen udsattes for erosion i toppen og ned langs flankerne, især skete der en kraftig erosion af den baglandshældende flanke. Ved agterenden af MR2-skiven begyndte opskydningen af MR3-skiven, og mellem hængende-blok rampen af MR3 og den dybeste, nederoderede del af ryggen af MR2 aflejredes en vækstsynklinal, hvilket vil sige at sandet aflejret af smeltevandsstrømmene med det samme blev foldet op i en synklinal ved slæbet op langs hængende-blok rampen af MR3. Ved den fortsatte sammenpresning og imbrikation af duplexstakke blev MR2s hængende-blok rampe rette ud til en retlinjet forlængelse af hængende-blok fladen. Herunder skete en opstejling og sammenpresning af flankerne i vækst synklinalen. Denne må have været tilstrækkelig nær overfladen til at kunne blive grundfrosset, hvorved smeltevandsstrømmen kunne erodere en sprække ind i den tipede lagserie ved begyndelsen af sedimentationen i den næste lagenhed i Rubjerg Knude Formationen. Det ses tydeligt at smeltevandsaflejringerne med strømrubber og klatrende ribber fra kilelaget fortsætter ud over resten af piggyback-bassinets. Umiddelbart over kilelaget forekommer stejltstående forset i smeltevandsserien der tolkes som en point-bar sedimentation dannet omkring den opskydende næse af MR3. Bemærk at den ca. 8 m tykke lagserie af smeltevands-sand onlapper på ryggen af MR2. I den afsluttende fase blev fronten af MR3 skiven forskudt op i Rubjerg Knude Formationens lagserie, som her ved blev yderligere foldet og sammenpresset, således at synklinalens flanke blev overkippet og kilelaget blev roteret op i vertikal position. Den øverste del af Rubjerg Knude Formationen blev igen afsat som vækstsynklinaler omkring overskydningerne. Den endelige afslutning deformationen fremgår af tværprofilen i Planche 1, hvoraf det ses at også MR3 blev opsplittet i to mindre skiver. Detaljerne i dannelsen af duplexstakken under MR2 vil ikke blive forklaret her.

Deformation i den proksimale del af komplekset og diapirisme

Overgangen mellem det centrale og proksimale regime er gradvis fra den centrale del af Stortorn sektionen, hvor décollementniveauet springer fra 30 til 40 meters dybde, og nordpå hvor komplekset i stigende grad domineres af duplexstakke, imbrikerede duplexstakke og endelige til forkastnings-bøjefoldede duplexenheder (Fig. 10). Benævnelsen duplexenhed betegner en duplexstak bestående af flere (her fire) duplexsegmenter, der først er forskudt oven



på hinanden og derefter som en samlet enhed deformeres ved at være begrænset af en hængende-blok rampe i den frontale del og en liggende-blok rampe i agterenden.

Diapirisme er en væsentlig del af deformationen i komplekset. Den starter som en muddermobilisering langs hængende-blok ramper og flader. Under den progressive udvikling begynder det mobiliserede mudder at trænge op i de overliggende skiver. Ved at sammenholde overskydningsstrukturerne med diapirernes optræden er der et påfaldende sammenfald mellem dannelse af diapirer og overskydnings-skivernes passage af større ramper. Det kan derfor ikke undre at jo flere ramper, der indgår i deformationen, des flere mudderdiapirer dannes. Dette medfører tillige at intensiteten af muddermobilisering og -diapirisme gradvist tiltager ind i det proksimale regime, der domineres af deformerede duplexenheder. Slutproduktet af den intensiverede mudderdiapirisme er at i den mest proksimale del af komplekset optræder Skærumhede Gruppens aflejringer (aflejringer under L/R-inkonformiteten) som en strukturløs muddermobiliseret enhed (se Planche 1).

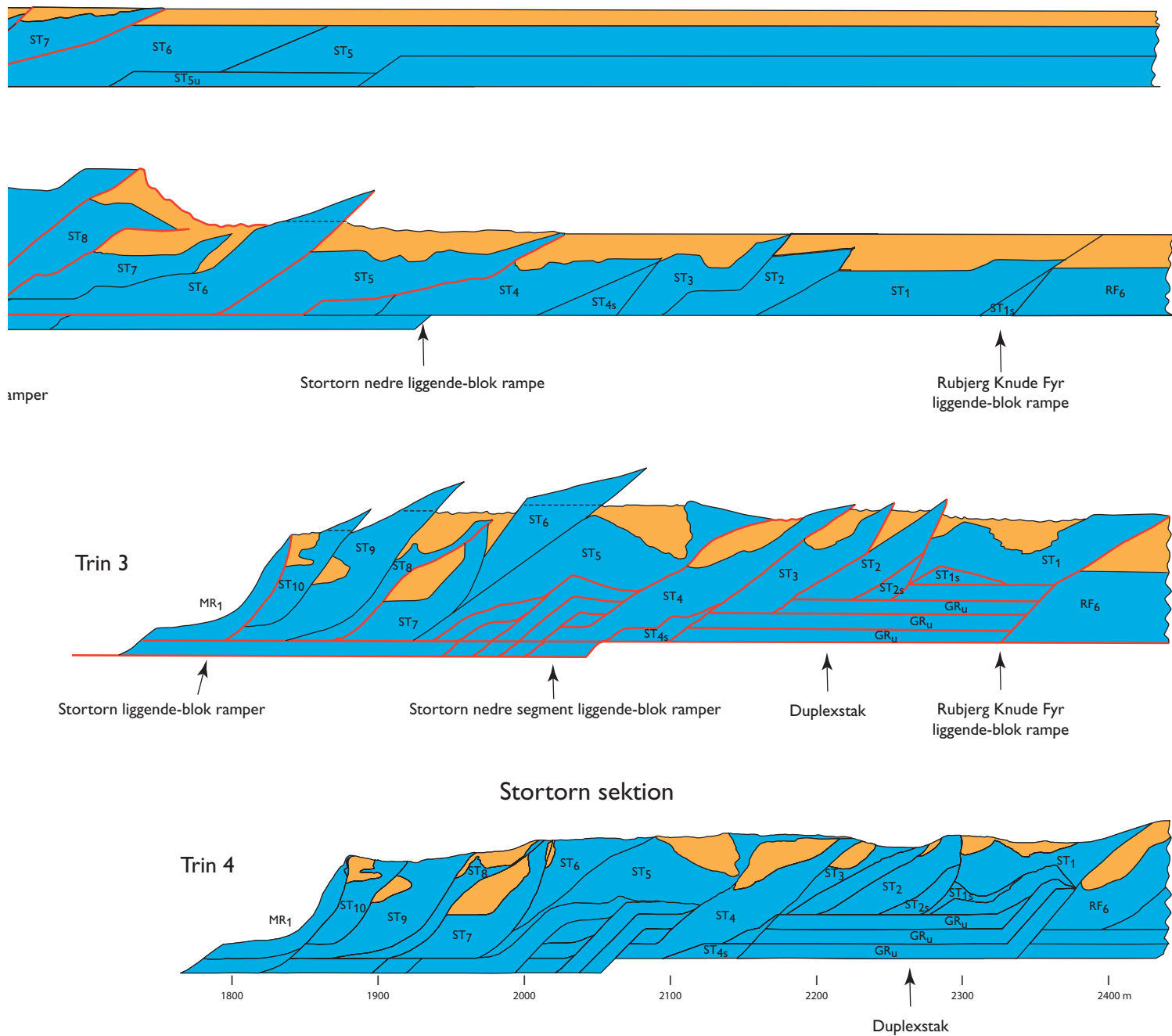


Fig. 26. Dynamisk udvikling af Stortorn sektionen, hvor dannelsen af en subhorizontalt stablet duplexstak ses i den frontale del, mens imbrikerede duplexstakke optræder i agterenden. **Trin 1** viser den initiale fase hvor overskydningerne skubber de proksimale skiver sammen. **Trin 2** viser en fremskreden fase hvor alle skiverne i sektionen er opskudt. **Trin 3** er tæt ved den afsluttende fase hvor duplexstakken opbygget af de nedre agterende-segmenter af GR1 stablet op (**GRu**). De nedre agterende-segmenter repræsenterer 'overskuddet' fra balanceringen af Grønne Rende sektionen (Fig. 25). Bemærk at springet ned til 40 m décollementniveauet sker i denne fase i den centrale del af Stortorn sektionen. **Trin 4** viser de dannede strukturer i klinten inklusiv erosionen af sektionens øverste del (sammenlign med Planche 1).

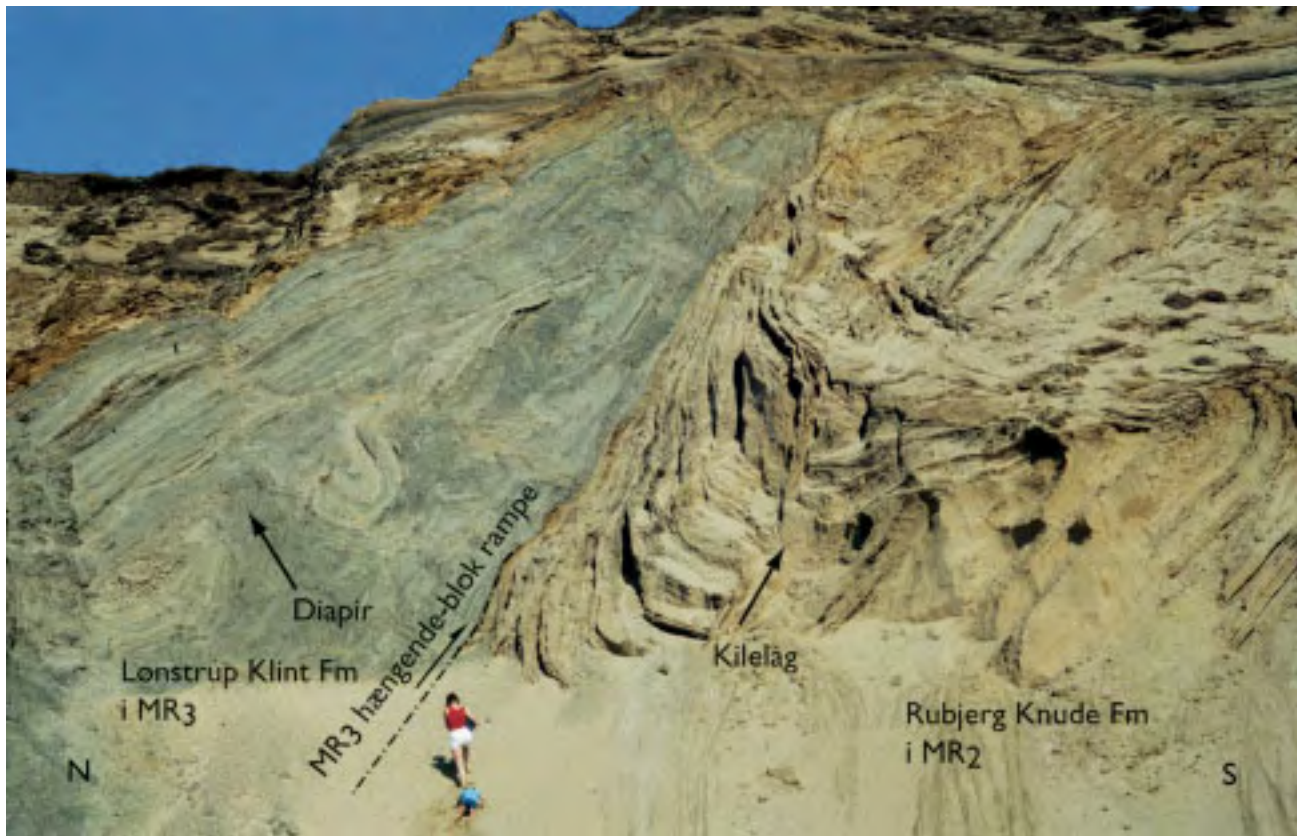


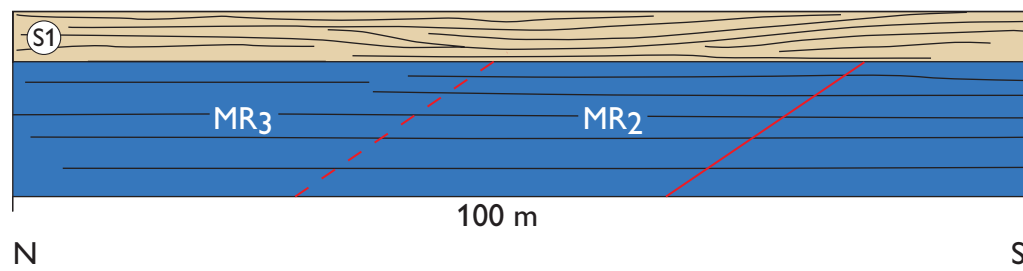
Fig. 27. Lodretstående kilelag skærer en liggende-blok synklinal i piggyback-bassinet over overskydningsskive **MR2** i den frontale del af Moserende sektionen. Kilelaget viser at den nedre del af Rubjerg Knude Formationens glaciofluviale lagpakke på et tidspunkt, da den hældte stejlt mod nord stod, var permafrossen, hvilket muliggjorde strømerosion af en horisontal sprække. Efterfølgende blev både sprække og glaciofluviale sedimenter synklinalt foldet hvorved sprækken blev lodret orienteret. Detaljerne i den dynamiske udvikling af piggyback-bassinet karakteriseret af syntektonisk sedimentation, herunder dannelsen af vækstsynklinaler, fremgår af Fig. 28.

Modstående side:

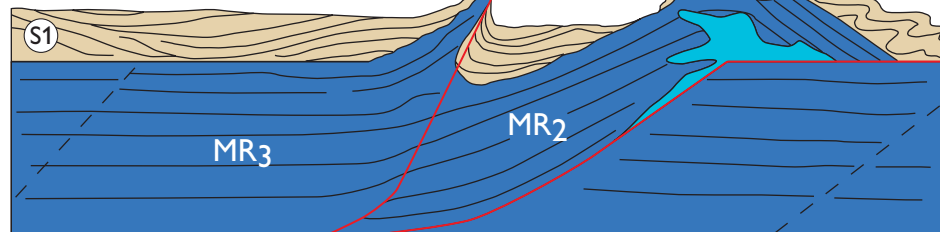
Fig. 28. Den dynamiske udvikling af piggyback-bassinet over overskydningsskive **MR2** i den frontale del af Moserende sektionen er her illustreret med fire rekonstruktionstværsnit. **Trin 1** viser aflejringen af et ca. 5 m tykt lag af glaciofluviale sedimenter (**S1**) i Rubjerg Knude Formationen oven på L/R-inkonformiteten på toppen af Lønstrup Klint Formationen før opskydningen. **Trin 2** illustrerer den første fase af **MR2**-rampeoverskydningen hvorunder der dannedes en hængende-blok antiklinal. Bemærk at den hængende blok rampe forsattes langs med L/R-inkonformiteten samtidig med at Rubjerg Knude Formationens sand foran den forlandshældende flanke blev skrabet bort. Den hængende-blok antiklinal udsattes for erosion i toppen og ned langs flankerne, især skete der en kraftig erosion af den baglandshældende flanke. Ved agterenden af **MR2**-skiven begyndte opskydningen af **MR3**-skiven, og en vækstsynklinal dannedes mellem **MR3**s hængende-blok rampe og den dybeste, nederoderede del af ryggen af **MR2**. Bemærk at en diapir intruderede den hængende-blok antiklinal over det øvre rampehængsel. **Trin 3** viser afsætningen af sanden

(**S2**) efter at enhed (**S1**) blev bragt i en N-hældende position på ryggen af **MR2**. Sammenpresning og imbrikationen af duplexstakke under **MR2**s hængende-blok rampe medførte at **MR2**-skiven blev rettet ud til en retlinjet forlængelse af hængende-blok flade. **S1** enhedens sandlag på ryggen af **MR2** må have været tilstrækkeligt blottet til at kunne blive grundfrosset, hvorved smeltevandsstrømmen kunne erodere en sprække ind i den tippede lagserie ved begyndelsen af sedimentationen af **S2**. Umiddelbart over kilelaget forekommer stejlstående forsæt i smeltevandsserien der tolkes som point barre sedimentation dannet omkring den opskydende næse af **MR3**. Bemærk at den ca. 8 m tykke lagserie af smeltevandssand onlapper på ryggen af **MR2**. **Trin 4** viser den afsluttende fase hvor fronten af **MR3** skiven blev forskudt op i Rubjerg Knude Formationens øverste lagserie (**S3**). Herved blev sandenhederne yderligere foldet og sammenpresset, således at synklinalens N-flanke blev overkippet og kilelaget blev roteret op i vertikal position. Den øverste del af Rubjerg Knude Formationen blev omkring overskydningerne igen afsat i vækstsynklinaler.

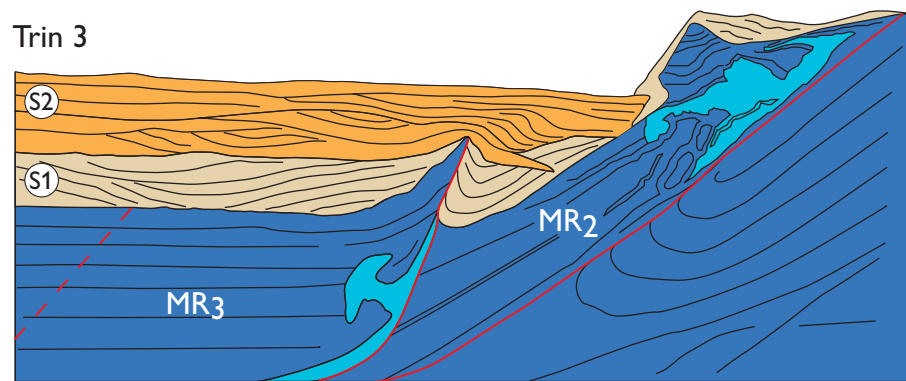
Trin 1



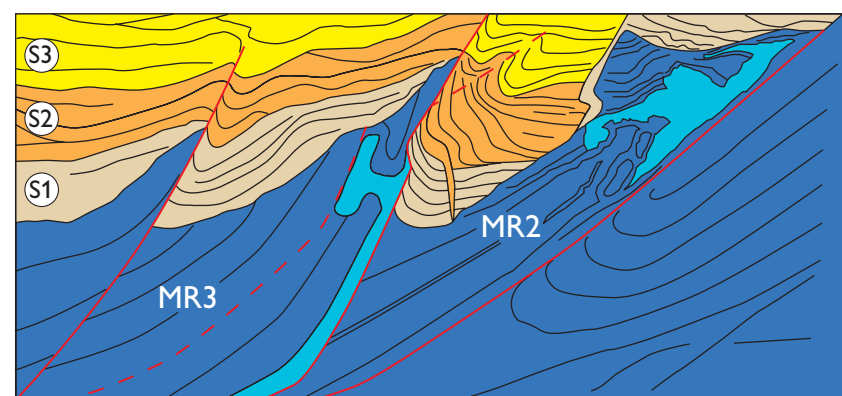
Trin 2







Trin 3



Trin 4



-  Primært lamineret leret mudder, Lønstrup Klint Fm
-  Sandenheder i Rubjerg Knude Fm
-  Mobiliseret mudder og mudderdiapirer
-  Overskydningsplan

Forkastnings-bøje-foldning af duplexenheder

Forudsætningen for at kunne opdele overskydningskomplekset i duplex enheder er at hele enheden er en udstykket del af et område som allerede har været gennemsat af forkastninger. Dette er tilfældet i den proksimale del af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Komplekset, idet de successive spring i décollementniveau netop giver en opdeling i fire niveauer, hvor hvert duplexsegment mellem to décollementflader giver mulighed for en individuel bøje-glide foldning under deformationen. På Fig. 29 er den enkle model for forkastnings-bøje-foldning (engelsk: fault-bend folding) illustreret. Her forudsættes en initial længde af enheden på 100 m (L_0), og med opbygning af fire duplexsegmenter på hver 10 m tykkelse. Enheden er begrænset af to ramper med en hældning på ca. 45°, hvor forsætningen sker langs den hængende-blok rampe og presset fra bagenden transmitteres via den liggende-blok rampe. Ved en sammenpresning på 43% vil det underste segment lige netop blive forsæt op til toppen af den foranliggende blok (forsætning på 56,5 m) og segmentet vil blive foldet i en enkelt monoklinal (benævnt lambda efter formen som et spejlvendt L). Det næste segment opad i duplexen vil ligeledes blive monoklinalt foldet, men vil tillige nå at danne en hængende-blok antiklinal. Det næstøverste segment vil blive forkastnings-bøje-foldet i både en monoklinal, svarende til en liggende-blok synklinal, og en endnu større hængende-blok antiklinal. Foldningen kan karakteriseres som en S-type (benævnt sigma). Endelig vil det øverste segment blive foldet som et omvendt L, benævnt gamma (Γ -type) på toppen af den dannede antiformstak. Da enheden nu er foldet op så presset imellem ramperne foregår på overskydningsflader både mod forlandet og fra baglandet anses denne kompression som den maksimale for en duplexenhed. De forskellige typer af forkastnings-bøje-foldning vil efterfølgende afhænge af enhedernes initiale længde (L_0) og forsætningens længde, hvilket er illustreret i Fig. 30.

Hele Mårup Kirke sektionen anses for at være opbygget af forkastnings-bøje-foldede duplexenheder. De omkring 10 første duplex overskydningssskiver i den frontale del af Mårup Kirke sektionen består af transitionelle imbrikerede duplexenheder der alle indeholder lambda-type strukturer (Fig. 31), mens agterendens sidste 10 enheder består af forkastnings-bøje-foldede duplexenheder med varierende strukturel opbygning, der kan henføres til variationer over typerne vist i Fig. 30. Selvom blotningsgraden i området neden for Mårup Kirke ikke altid er alt for god på grund af de mange skred i klinten på

dette sted, er det alligevel bemærkelsesværdigt at afstanden mellem de opmålte ramper er på 50–60 m, hvilket underbygger tolkningen af forkastnings-bøje-foldede duplexenheder. Midtvejs mellem Mårup Kirke og Lønstrup bliver det imidlertid umuligt at spore flere ramper. Her er Skærumhede Gruppens aflejringer så påvirket af muddermobilisering at det ikke er muligt at opfatte den proksimale del af komplekset i en overskydningstektonisk ramme. Det følgende afsnit vil fokusere på denne udvikling fra overskydningstektonik til mudderdiapirisme.

Diapirisme i overskydningskomplekset

Da Jessen (1931) beskrev overskydningerne i Lønstrup Klint profilet var diapirisme ikke kendt. Diapirisme i glacialtektonikken ved Lønstrup Klint blev først beskrevet af Pedersen (1987), hvor udviklingen af mudderdiapirer blev forklaret som en del af den progressive overskydningstektonik. Modellen for diapirisme var her koblet til en opfattelse af, at overskydningerne i Lønstrup Klint kunne opfattes som et samlet listrisk imbrikeret kompleks. Forståelsen af ramper og flader i overskydningstektonikken er et nyt koncept hvori mudderdiapirismen spiller en ny rolle. Når man analyserer forekomsten af mudderdiapirer i Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks er det tydeligt, at mudderdiapirerne optræder ved alle dybe rampe spring. Går man fra det distale regime i syd mod det proksimale regime nordpå optræder mudderdiapirisme første gang i Kramrende sektionen. Her blev en 20 m tyk skive skudt op over en lige så høj rampe og over rampehængslet på den liggende blok udvikledes en diapir, som tillige mobiliserede det vandovermættede lag under den liggende-blok rampe. Den næste mudderdiapir optræder i den frontale del af Brede Rende sektionen, hvor der udvikledes polydiapirisme i Lønstrup Klint Formationen i den hængende-blok antiklinal efter spring af to rampeniveauer. I agterenden af denne sektion blev der ligeledes udviklet polydiapirisme ved skivernes opskydning over agterende-ramperne i duplexsegmenterne. Den næste diapir optræder i den frontale del af Sandrende sektionen. Denne diapir medførte at skiverne i den centrale del af Sandrende sektionen blev bøjet op langs den lodretstående flanke af diapiren. Længere nordpå er diapirismen mere og mere intensiv i Stortorn sektionen, hvor ramperne når ned til det dybeste décollementniveau.

Ud fra denne sammenhæng tolkes diapirismen som et resultat af muddermobilisering langs med hængende-blok ramper og flader, der under passage af et liggende-blok rampehængsel aktiveres i ud-

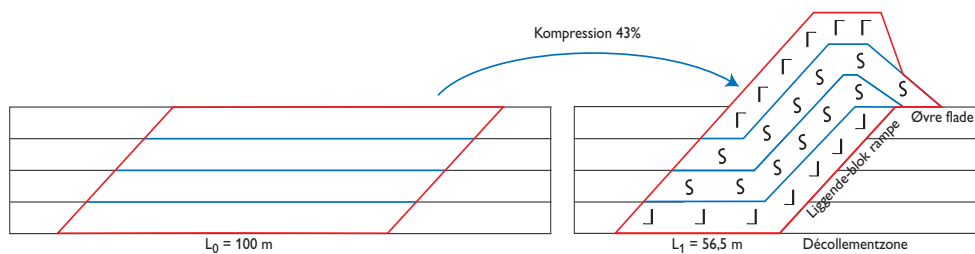


Fig. 29. Deformationen ved forkastning-bøje-foldning er her illustreret for en enkelt duplexenhed. Den initiale længde af enheden er angivet til 100 m (L_0), og den er opbygget af fire duplexsegmenter med en tykkelse på 10 m, altså en enhed på i alt 40 m. Enheden er begrænset af to ramper med en hældning på ca. 45°, henholdsvis en hængende-blok rampe langs hvilken forsætningen pågår, og en liggende-blok rampe hvorpå skubbet fra baglandet foregår. Ved en sammenpresning på 43% vil det underste segment lige netop blive forsat op til toppen af den foranliggende blok (forsætning på 56,5 m) og segmentet vil blive foldet i en enkelt monoklinal (lambda-type med form som et spejlvendt L). Det næste segment opad i duplexenheden vil ligeledes blive monoklinalt foldet, men vil tillige nå at danne en hængende-blok antyklinal. Det næstøverste segment vil blive forkastnings-bøje-foldet i både en monoklinal, svarende til en liggende-blok synklinal og en endnu større hængende-blok antyklinal, og denne foldningen karakteriseres som en sigma-type. Endelig vil det øverste segment blive foldet som et omvendt L, en gamma-type (Γ -type) på toppen af den dannede antiformstak. Da enheden nu er foldet op så presset imellem ramperne foregår på overskydningsflader både mod forlandet og fra baglandet anses denne kompression som den maksimale for duplexenheden.

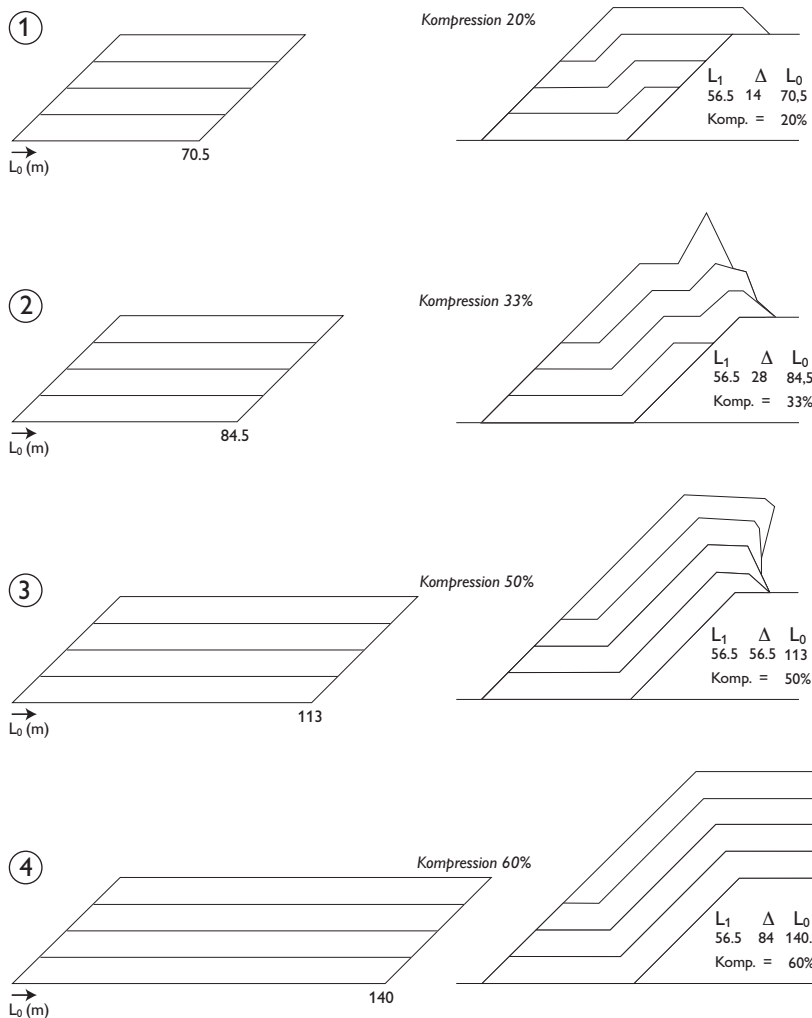


Fig. 30. Fire udvalgte modeller for forkastning-bøje-foldning af duplexenheder. Geometrien af de enkelte duplexenheder er betinget af forsætning og den initiale længde af enhederne. (1) Ved en kompression på 20% fås en relativ simpel lambda-sigma-gamma deformation af duplexenheden. (2) Med 33% kompression opnås nogle usædvanlige oprette antyklinaler på toppen af den hængende-blok antyklinal. (3) Ved 50% kompression dannes sigma-lambda deformation. (4) Ved kompression på mere end 50% bibeholdes antiformens forlands-rettede profil, som blot translateres hen over den liggende blok, naturligvis under forudsætning af blokken initialt er lang nok. Generelt vil man dog ikke forvente kompression på mere en 50%, da dette giver en geometrisk position, hvor alle segmenterne bliver trykket sammen mellem ramperne med størstedelen af trykket rettet mod duplexsegmenternes flader.

viklingen af en diapir (Fig. 32). Modellen medfører at der i sammenhæng med foldningen af en hængende-blok antiktinal udvikles en diapir. Denne udvikling er illustreret ved at sammenholde en intakt hængende-blok antiktinalstruktur med deformerede relikte strukturer i mudderdiapirerne (Fig. 33). Ud fra denne sammenhæng er det let at forstå at mudderdiapirisme blev en mere og mere dominerende deformationsmekanisme i den proksimale del af komplekset, hvor antallet af rampespring blev forøget.

Diskussion

En af de mest forbavsende erkendelser opnået ved studiet af Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks er, at en 12 km lang skive på 10 til 40 meters tykkelse har kunnet sammenpresses 50% så den efterfølgende kun fylder 6 km. Man må således forestille sig at

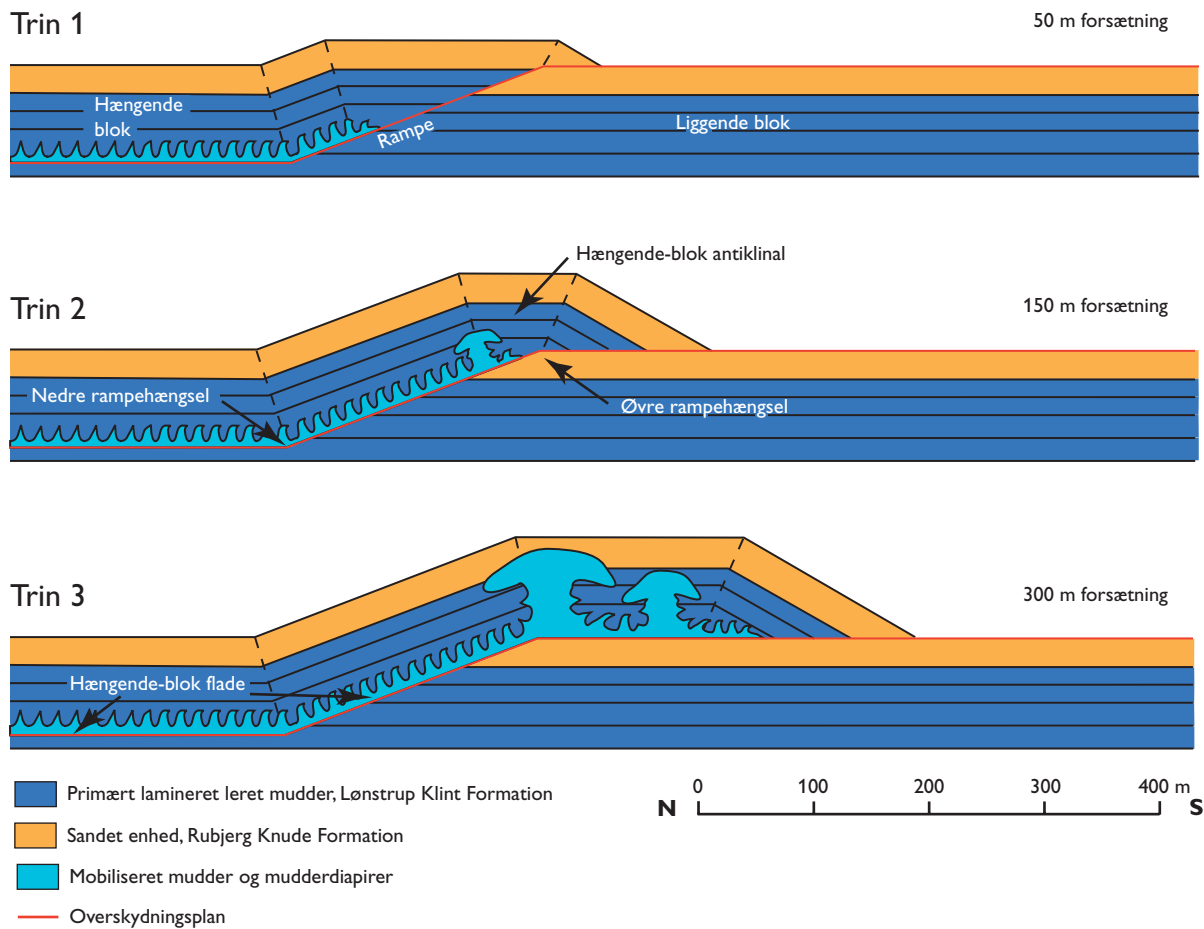
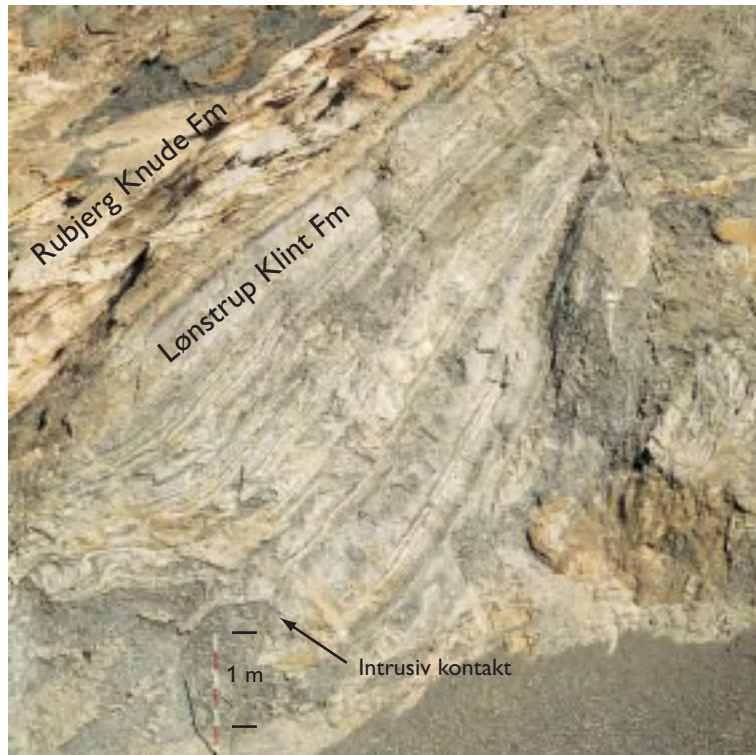
Lønstrup Klint Formationen i den proksimale del af komplekset, d.v.s. ved Lønstrup, oprindeligt havde sit primære leje ved Hirtshals. Hvordan var det muligt at denne sammenpresning og translation skete uden at de løse sedimenter fuldstændig blev brudt op og gik i stykker? Hvad var det for en mekanisme, der skubbede skiverne fremefter, og hvor lang tid tog det egentlig at presse Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks sammen?

Mekanismen som muliggjorde den tynd-skindede overskydningstektonik betegnes 'gravity spreading' på engelsk (Bucher 1956, Pedersen 1987), eller på dansk belastningstryk spredning. Gry (1940) beskrev mekanismen i forbindelse med glacialtektonik under betegnelsen isvægtsteorien, hvor han sammenlignede oppresningen af skiver med oppresningen af våd sne foran en slædes meder eller en plade, som trykkes fremad i sneen. Ved oppresning af glacialtektoniske skiver er det en fremadskridende gletschers isvægt, hvis stigende belastning på underlaget får skiverne til at skubbe sig fremad. Men hertil



Fig. 31. Rampe mellem to duplexenheder i den frontale del af Mårup Kirke sektionen. Bemærk lamda-type strukturen i blokken til højre (liggende blok mod syd), mens blokken til venstre (hængende blok mod nord) kan opfattes som strukturen udviklet langs hængende-blok rampe magen til den illustreret i Fig. 29. Cirkel omkredser en rygsæk som skala.

Fig. 32. Model for udvikling af diapir over rampe-hængsler. På billedet ses den intrusive kontakt mellem en mudderdiapirs mobiliserede mudder og den primære lagdeling i Lønstrup Klint Formationen i en af skiverne i Moserende sektionen. **Trin 1** viser den tidligste fase i deformationsudviklingen, hvor muddret er mobiliseret langs den hængende-blok flade svarende til Fig. 15. **Trin 2** viser den begyndende diapirisme op i ombøjningszonen af den hængende-blok antiklinal nær ved rampens øvre hængsel. **Trin 3** viser en successiv udvikling af diapirer, som intruderer i den progressive ombøjningszone i den hængende-blok antiklinal. Fotoet øverst viser diapirisme i dette stadie. Overskydningskiven er imidlertid ved efterfølgende rampeoverskydning blevet vippet op i en 60° stejlt hældende position.



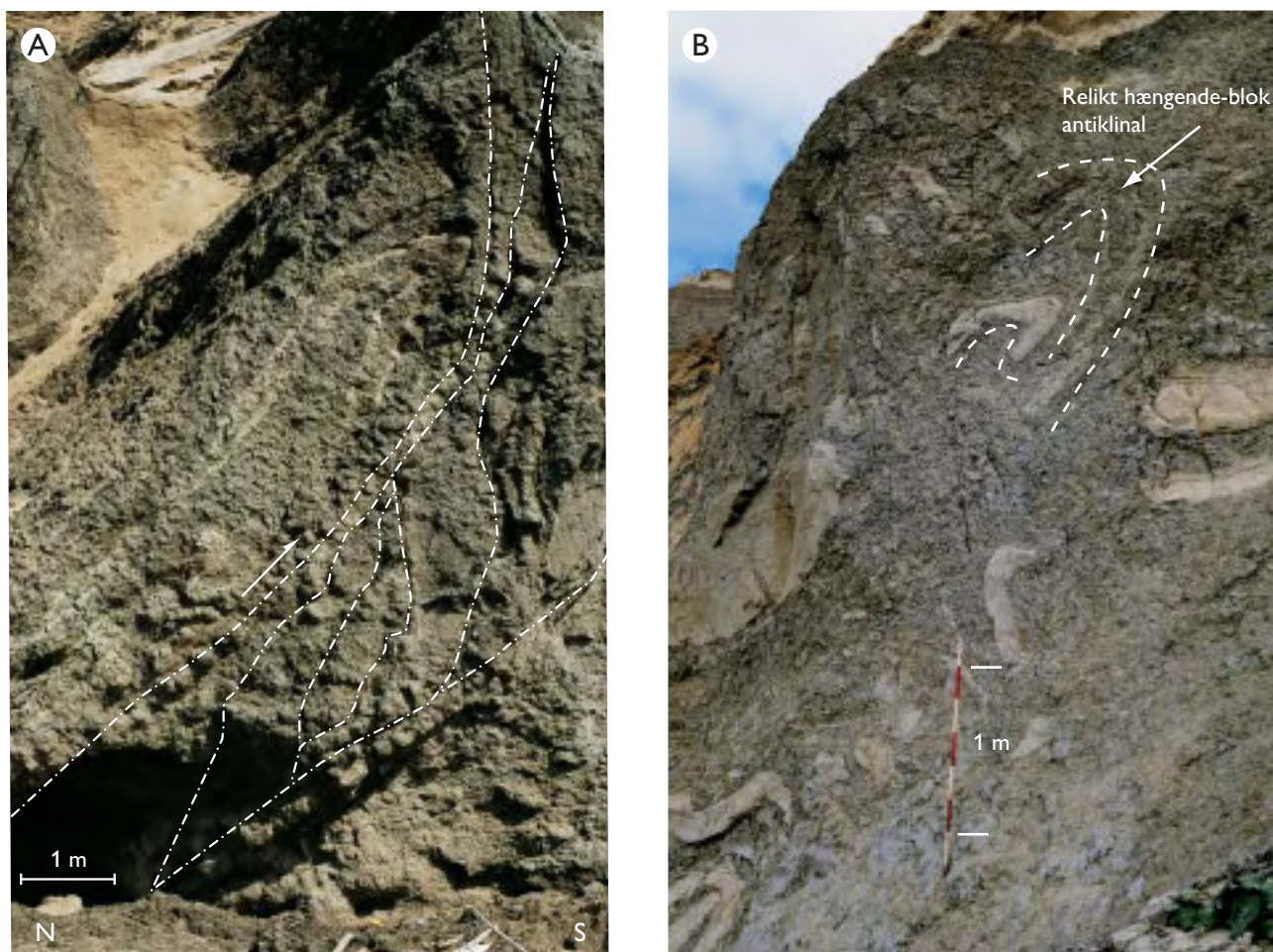


Fig. 33. Intakt hængende-blok antiklinalstruktur (A) sammenlignet med deformerede relikte strukturer i mudderdiapirerne (B).

kommer at vandstanden i den permeable gletscheris medfører et højt porevandstryk i det underliggende grundvandsmagasin (aquifer), der typisk vil være den hedeslette (sandur) som er aflejret foran isranden (Boulton & Cabab 1995). I lavlandsområder som Det Danske Bassin vil der under en fremrykkende iskappe ikke være permafrost, idet iskappen isolerer jordlagene, og den geotermiske varmepåvirkning ville holde jorden frostfri. Foran isranden ville der imidlertid herske permafrostbetingelser eller være årstidsbetinget grundfrost i de overfladenære lag. Dette vil medføre at grundvandsstrømning foran isranden spreder et porevandsøvertryk under de isforseglede lag, der herved nærmest betragtes som en flydende flage (Boulton & Cabab 1995). Ved perforeringer i denne flade ville der kunne dannes pingoer og frosthøje (frost mounds), hvilket også er påvist ved kollapsstrukturer i den centrale del af Ulstrup sektionen (Pedersen 2005). Det som imidlertid fik skiverne til at bevæge sig frem over forlandet er en forøget belastning i agterenden, det vil sige ved

isranden. Her opbyggedes en aflejringskegle af morænemateriale, hvis vægt er mere en dobbelt så stor som isens vægt, og sandsynligvis bidrog morænekeglen til nedpresningen af agterenden af den første skive, som skubbedes frem over forlandet (Boulton 1986). Når først den første skive translateredes over forlandets aflejringer opstod en selvforstærkende effekt af agterende belastning på de følgende skiver, som pressedes op over forlandet og så fremdeles, indtil porevandstrykket endeligt var blevet aflastet og den bærende effekt dermed forsvundet. Udviklingen fra højt porevandstryk, der skaber muddermobilisering langs hængende-blok ramper og flader, til situationen hvor porevandstrykket er aflastet gennem sprækker i den hængende blok kan aflæses i Ulstrup sektionen, der er beliggende i det distale regime. Man må tro, at disse forhold også gjorde sig gældende ved starten af den glacialtektoniske deformation i det proximale. Aflastningen af porevandstrykket skete beviseligt op gennem de overskudte skiver, men

grundvandsstrømningen kunne også være blevet drænet gennem en smeltevand selv i forlandet. En kandidat til et sådan elvløb kunne være Tvonnet Rende umiddelbart nord for Nr. Lyngby, som nu er opfyldt af smeltevandssedimenter, men som ikke er blevet glacialtektonisk forstyrret, ligesom der i aflejringerne syd for Tvonnet Rende heller ikke findes spor efter glacialtektonik.

Det har ofte været foreslået, at undergrænsen for permafrosten kunne være den anisotropiflade, langs hvilken décollementniveauet blev dannet (Boulton & Caban 1995). Dette forslag kan ikke afvises generelt, men det gælder ikke for Rubjerg Knude Glacialtektoniske Komplekset. Her blev décollementniveauet trinvis sænket i rampe-trin på ca. 10 m, hvilket ikke er konsistent med et permafrostlag med en generel tykkelse på mellem 10 til 20 meter. At permafrostlagets tykkelse skulle vokse fra 10 til 40 m under kompleksets og dermed israndens fremrykning må anses for usandsynligt. Dette skal dog ikke opfattes som en fornægtelse af grundfrostens indvirkning på den glacialtektoniske udvikling, f.eks. ved at fungere som segl for porevandstrykket. Grundfrost i komplekset er både dokumenteret ved kilelagene i Moserende sektionen og fossile frosne sandklaster, som forekommer i Rubjerg Knude Formationens aflejringer i Ulstrup sektionen.

For at få et indblik i den glacialtektoniske deformation er det vigtigt at forstå, hvor hurtigt deformationen foregik. Dateringerne giver et tidsrum på ca. 3000 år. De yngste lag, som blev glacialtektonisk deformeret, er dateret til 29 000 år, og Ribjerg Formationen, som ligger diskordant oven på det glacialtektoniske kompleks, blev ligeledes dateret ved hjælp af Optisk Stimuleret Luminescens til omkring 26 000 år før nu. Ribjerg Formationen (som forekommer i den nordligste del af Lønstrup Klint, se Planché 1) blev aflejret i den depression, som isen havde uderoderet bagved det glacialtektoniske kompleks. Kildeområdet for Ribjerg Formationen var den fremrykkende isstrøm fra det centrale Sverige (NØ-isen). Inden smeltevandsaflejringerne kunne afsættes måtte den Norske Isstrøm dog først smelte tilbage fra sin stilstandslinje syd for Limfjorden. Man må antage at dette har taget flere hundrede år. Men selv med en fremrykning på 2 m pr. år er hastigheden af deformationen ti gange større end i bjergkæder, hvilket er en signifikant forskel på de to deformationsmekanismer. Den generelle hastighed af den grønlandske indlandsis fremrykning over landområder er omkring 10 m pr. år, hvorimod 'galopperende' (surging) gletschere og isstrømme som kælver i fjorde kan opnå en hastighed af 1 km pr. år (Benn & Evans 1998). Når man samtidig tager i betragtning at deformationen både skal accelerere og decelerere må det antages at

den generelle hastighed for dannelsen af det glacialtektoniske kompleks var tæt på isens bevægelsehastighed for terrestriske iskapper. Da det er vanskeligt at forestille sig at porevandets overtryk har kunnet opretholdes over lange tidsrum er det dog muligt at hastigheden har været endnu hurtigere, og at hele deformationen blev afviklet på mindre end 100 år.

Konklusion

Rubjerg Knude Glacialtektoniske Kompleks er en enestående geologisk forekomst i Danmark, der med sit velblottede tværsnit langs Lønstrup Klint giver mulighed for at studere udviklingen af et tyndskindet overskydningskompleks fra den distale del ved forlandet til den mest komplekse deformation i den proksimale del ved baglandet. Strukturernes i komplekset er dokumenteret ved hjælp af en fotogrammetrisk opmåling af den 6 km lange klint ved Rubjerg Knude. De elementære strukturer i komplekset udgøres af ramper og flader, hvor der over ramperne er dannet hængende-blok antiklinaler. Décollementniveauet for overskydningen ligger i det distale regime i ca. 10 meters dybde og springer trinvist med spring på 10 m mod det proksimale regime ned til omkring 40 meters dybde under referenceniveauet beliggende i strandplan. Den dynamiske udvikling af komplekset er baseret på konstruktionen af et balanceret tværsnit, og en model for den progressive udvikling har medført opstilling af otte overskydningsstrukturtyper:

- 1) Horisontale overskydningssskiver med en translation på omkring 500 m over det udeformerede forland.
- 2) Rampekollaps, som optræder på overgangen mellem det distale og centrale regime, hvor overskydningssskiver under sammenpresningen mod en dyberegående rampe blev komplekst foldet.
- 3) Hængende-blok antiklinaler er den mest karakteristiske foldningstype, som indgår i overskydningskomplekset.
- 4) Antiformstak som opbygges af to eller flere skiver, der er translateret hen over hinanden og sammen passerer en rampe. Den kan i princippet beskrives som en hængende-blok antiklinal, der blot involverer flere overskydningssskiver.
- 5) Imbricationsvifte er en hel gruppe af segmenter, som opbrydes fra en lang sammenhængende overskydningssskive på en gang og forskydes op i en taglagt stejltstående position.
- 6) Duplexsegmenter er overskydningssskiver som

begrænses af overskydninger. Når flere duplex-segmenter ligger oven på hinanden danner de en duplexstak.

- 7) Imbrikeret duplexstak er en duplexstak som deformerer sig langs en dybtgående rampe.
- 8) Forkastnings-bøje-foldede duplexer består af duplexstakke, som under rampe overskydning bøjes foldes.

Overskydningsstrukturerne i Rubjerg Knude Glacialtektoniske Komplex er dannet proglacialt ved belastningstryk spredning (gravity spreading) som følge af dannelsen af et betydeligt porevandsøvertryk i det proglaciale regime. Den proglaciale deformation er entydigt bevist gennem eksistensen af syntektonisk sedimentation i piggyback-bassiner, som blev translateret mod forlandet på ryggen af overskydningssskiverne. Hydrodynamisk brecciering og muddermobilisering spillede en stor rolle for den interne dynamik i overskydningskomplekset, og mudderdiapirer opstod ved overskydningssskivernes passage af rampehængsler ved toppen af dybtgående ramper. Dannelsen af komplekset skete geologisk set hurtigt og kan være begrænset til en periode på mindre end 100 år inden for tidsrummet 30–27 000 år før nu.

Tak

Formålet med denne artikel er at give en dansk beskrivelse af strukturerne i tværprofil ved Rubjerg Knude, som allerede blev publiceret i den engelsksprogede GEUS Bulletin 8 i 2005, samt at give en bred indføring i de overskydningsstektoniske begreber anvendt ved analyse af glacialtektonik. Dette arbejde blev hjulpet på vej ved et kreativt godt samarbejde mellem forfatteren og Benny Schark fra Grafisk sektion på GEUS. Desuden ønsker forfatteren at takke redaktør Martin Sønderholm og lektor Gunver Krarup Pedersen for konstruktiv kritik af manuskriptet.

Manuskriptet publiceres med tilladelse fra Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse (GEUS), der også har bidraget økonomisk til afholdelsen af trykkeomkostningerne.

Referencer

- Aber, J.S. (red.) 1993: Glaciotectonics and mapping glacial deposits. Proceedings INQUA commission on formation and properties of glacial deposits. Canadian Plain Research Center, University of Regina, 309 pp.
- Aber, J.S., Croot, D. & Fenton, M.M. 1989: Glaciotectonic landforms and structures. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 200 pp.
- Andersen, L.T. 2004: The Fanø Bugt glaciotectonic thrust fault complex, southeastern Danish North Sea. Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport 2004/30, 143 PP.
- Andersen, L.T., Hansen, D.L. & Huuse, M. 2005: Numerical modelling of thrust structures in unconsolidated sediments: implications for glaciotectonic deformation. *Journal of Structural Geology* 27, 587–596.
- Bahnsen, H., Petersen, K.S., Konradi, P.B. & Knudsen, K.L. 1974: Stratigraphy of Quaternary deposits in the Skærumhede II boring: lithology, molluscs and foraminifera. *Danmarks Geologiske Undersøgelse Årbog* 1973, 27–62.
- Benn, D.I. & Evans, D.J.A. 1998: *Glaciers and glaciation*. London: Arnold, 734 pp.
- Berthelsen, A. 1960: Structural studies in the Pre-Cambrian of western Greenland, II: Geology of Tovqussap Nuna. *Meddelelser om Grønland* 123 (1) 223 pp.
- Berthelsen, A. 1973: Weichselian ice advance and drift successions in Denmark. *Bulletin of the Geological Institut University of Uppsala, New Series* 5, 21–29.
- Berthelsen, A. 1978: The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 27, 25–38.
- Boulton, G.S. 1986: Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments. *Sedimentology* 33, 677–698.
- Boulton, G.S. & Caban, P. 1995: Groundwater flow beneath ice sheets: Part II – its impact on glacier tectonic structures and moraine formation. *Quaternary Science Reviews* 14, 563–587.
- Boyer, S. E. & Elliott, D. 1982: Thrust systems. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists* 66, 1196–1230.
- Bucher, W.H. 1956: The role of gravity in orogenesis. *Geological Society of America Bulletin* 67, 1295–1318.
- Croot, D.G. 1988 (ed.): *Glaciotectonics: forms and processes*. Rotterdam: A.A. Balkema, 212 pp.
- Dahlström, C.D.A. 1969: Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Science* 6, 743–757.
- Fredericia, J. 1982: Geologisk basisdatakort 1:50.000, kortblad 1318 I, Skagen. København: Danmarks Geologiske Undersøgelse.
- Garboe, A. 1961: *Geologiens historie i Danmark II. Forskere og resultater*. København: Reitzel, 522 pp.
- Gripp, K. 1929: Glaziologiske und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitsbergen Expedition. *Abhandlungen der Naturwissenschaftlichen Verein Hamburg* 22, 147–247.
- Gry, H. 1940: De istektoniske Forhold i Moleret. Med bemærkninger om vore dislocerede klinters dannelse og om den negative askeserie. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening* 9, 586–627.
- Gry, H. 1941: Diskussion om vore dislocerede Klinters dannelse. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening* 10, 39–42.

- Hansen, J.M. 2000: Stregen i sandet, bølgen på vandet. København: Fremad, 440 pp.
- Houmark-Nielsen, M. 1987: Pleistocene stratigraphy and glacial history of the central part of Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 36, 189 pp.
- Houmark-Nielsen, M. 1988: Glaciotectionic unconformities in Pleistocene stratigraphy as evidence for the behaviour of former Scandinavian icesheets. I: Croot, D.G. (red.): *Glaciotectionics: forms and processes*, 91–99. Rotterdam: A.A. Balkema.
- Houmark-Nielsen, M. 1999: A lithostratigraphy of Weichselian glacial and interstadial deposits in Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 46, 101–114.
- Houmark-Nielsen, M. 2003: Signature and timing of the Kattegat Ice Stream: onset of the last glacial maximum sequence at the southwestern margin of the Scandinavian Ice Sheet. *Boreas* 32, 227–241.
- Houmark-Nielsen, M., Bennike, O. & Björck, S. 1996: Terrestrial biotas and environmental changes during the Late Middle Weichselian in North Jutland, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 43, 169–176.
- Hubbert, M.K. & Rubey, W.W. 1959: Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin* 70, 115–166.
- Huuse, M. & Lykke-Andersen, H. 2000: Large-scale glaciotectionic thrust structures in the eastern Danish North Sea. I: Maltman, A., Hambrey, M. & Hubbard, B. (red.) *Deformation of glacial materials*. Geological Society (London) Special Publication 176, 293–305.
- Jakobsen, P.R. 1996: Distribution and intensity of glaciotectionic deformation in Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 42, 175–185.
- Japsen, P. 2000: Fra Kridthav til Vesterhav, Nordsøbassinet udvikling vurderet ud fra seismiske hastigheder. *Geologisk Tidsskrift* 2000/2, 1–36.
- Jensen, L.N. & Michelsen, O. 1992: Tertiær hævnning og erosion i Skagerrak, Nordjylland og Kattegat. *Dansk Geologisk Forening Årsskrift* 1990–91, 159–168.
- Jessen, A. 1899: Kortbladene Skagen, Hirshals, Frederikshavn, Hjørring og Løkken. *Danmarks Geologiske Undersøgelse I. Række* 3, 368 pp. + 5 maps.
- Jessen, A. 1918: Vendsyssels geologi. *Danmarks Geologiske Undersøgelse V. Række* 2, 260 pp.+ atlas.
- Jessen, A. 1931: Lønstrup Klint. *Danmarks Geologiske Undersøgelse II. Række* 49, 142 pp. + atlas (with summary in English).
- Jessen, A., Milthers, V., Nordmann, V., Hartz, N. & Hesselbo, A. 1910: En boring gennem de kvartære lag ved Skærumhede. *Danmarks Geologiske Undersøgelse II. Række* 25, 175 pp. + atlas.
- Johnstrup, F. 1874: Über die Lagerungsverhältnisse und die Hebung-phänomene in den Kreidefelsen auf Mön und Rügen. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* 1874, 533–585.
- Johnstrup, F. 1882: Om de geologiske forhold i den nordlige del af Vendsyssel. Universitetsprogram, Kjøbenhavn.
- Klint, K.E.S. & Pedersen, S.A.S. 1995: The Hanklit thrust fault complex, Mors, Denmark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse Serie A* 35, 32 pp.
- Knudsen, K.L. 1994: The marine Quaternary in Denmark: a review of new evidence from glacial-interglacial studies. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 41, 203–218.
- Krüger, J. 1994: Glacial processes, sediments, landforms, and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjökull, Iceland. København: Reitzel, 233 pp.
- Mertz, E.L. 1924: Oversigt over de sen- og postglaciale Niveauforandringer i Danmark. *Danmarks Geologiske Undersøgelse II. Række* 41, 20 pp.
- Pedersen, S.A.S. 1982: Pilespids struktur. *Varv* 1982/4, 108–111.
- Pedersen, S.A.S. 1986: Rubjerg Knude. *Varv* 1986/3, 84–98.
- Pedersen, S.A.S. 1987: Comparative studies of gravity tectonics in Quaternary sediments and sedimentary rocks related to fold belts. I: Jones, M.E. & Preston, R.M.F. (red.): *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geological Society (London) Special Publication 29, 165–180.
- Pedersen, S.A.S. 1989: Jordartskort over Danmark 1:200.000, Nordjylland, kort 1. København: Danmarks Geologiske Undersøgelse.
- Pedersen, S.A.S. 1993: Glaciodynamic event and glaciodynamic sequence. I: Aber, J. (red.): *Glaciotectionics and mapping glacial deposits 67–85*. Proceedings INQUA Commission on Formation and Properties of Glacial Deposits. Canadian Plain Research Center, University of Regina.
- Pedersen, S.A.S. 1996: Progressive glaciotectionic deformation in Weichselian and Palaeogene deposits at Feggeklit, northern Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 42, 153–174.
- Pedersen, S.A.S. 1998: Glacial tectonics and geomorphology. NGMSO Congress 51, Vrije Universiteit, Amsterdam, March 1998, 16–17.
- Pedersen, S.A.S. 2000: Superimposed deformation in glaciotectionics. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 46, 125–144.
- Pedersen, S.A.S. 2005: Structural analysis of the Rubjerg Knude Glaciotectionic Complex, Vendsyssel, northern Denmark. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 8, 192 pp.
- Pedersen, S.A.S. & Petersen, K.S. 1997: *Djurslands Geologi*, 96 pp. København: Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse.
- Puggaard, C. 1851: *Møens Geologie*. Universitetets Guldmedaille Priisskrift. København: Reitzel, 287 pp.
- Richardt, N. 1996: Sedimentological examination of the Late Weichselian sea-level history following deglaciation of northern Denmark. I: Andrews, J.T, Austin, W.E.N., Bergsten, H. & Jennings, A.E. (red.) *Late Quaternary palaeoceanography of the North Atlantic Margins*. Geological Society (London) Special Publication 111, 261–273.
- Sadolin, M., Pedersen, G.K. & Pedersen, S.A.S. 1997: Lacustrine sedimentation and tectonics: an example from the Weichselian at Lønstrup Klint, Denmark. *Boreas* 26, 113–126.
- Sejrup, H.P., Haflidason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C.F., Long, D. & Rokoengen, K. 1994: Late Weichselain glacial history of the northern North Sea. *Boreas* 23, 1–13.
- Sejrup, H.P., Larsen, E., Landvik, J.Y., King, E., Haflidason, H. & Nesje, A. 2000: Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews* 19, 667–685.
- Sjørring, S. 1977: The glacial stratigraphy of the island of Als, southern Denmark. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement-Band* 27, 1–11.

- Suppe, J. 1983: Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283, 684–721.
- Suppe, J. 1985. *Principles of structural geology*. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall, Inc, 537 pp.
- Ussing, N.V. 1903. Danmarks Geologi i almenfatteligt Omrids. *Danmarks Geologiske Undersøgelse III. Række 2*, 358 pp.
- Vejbæk, O.V. 1997: Dybe strukturer i danske sedimentære bassiner. *Geologisk Tidsskrift* 1997/4, 1–31.

