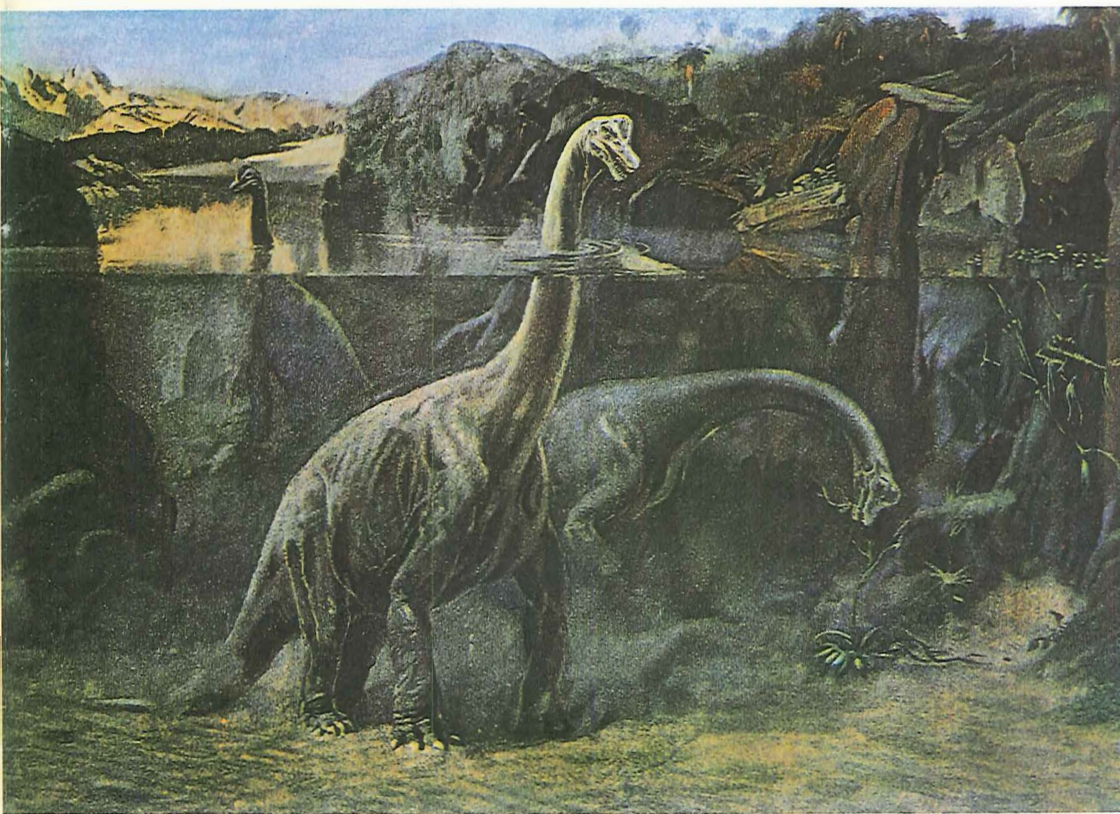


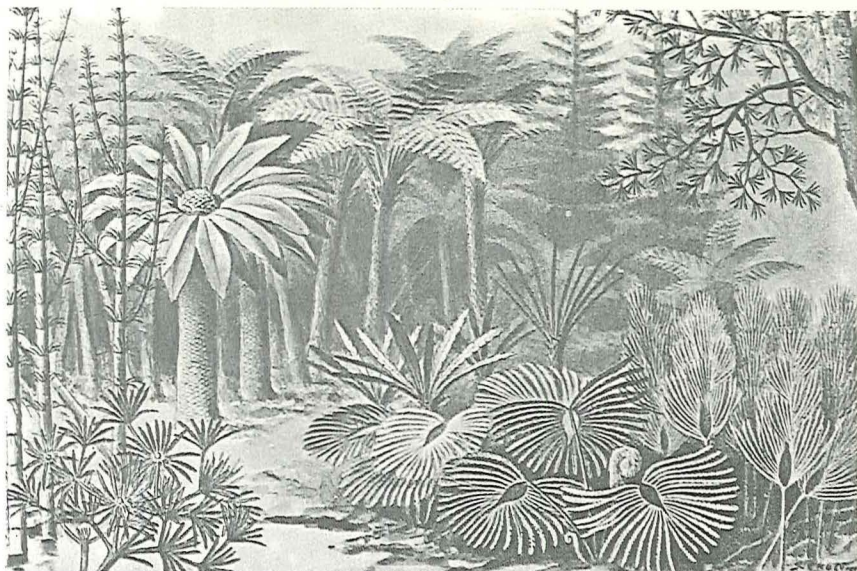
VARV

NR. 3 BLADET MED DE ÆLDSTE NYHEDER 1972



KÆMPEØGLERNE ER VEL DE AF FORTIDENS LEVENDE VÆSNER, SOM APPELERER STÆRKEST TIL DEN MENNESKELIGE FANTASI ENTEN GENNEM BIZAR FORM ELLER VED STØRRELSEN. NOGLE AF DEM VAR VIRKELIG KÆMPER. SÅLEDES DEN HER AFBILDEDE BRACHIOSAURUS, DER LEVEDE FOR OMKRING 130 MILLIONER ÅR SIDEN. FULDSTÆNDIGE SKELETTER FRA AFRIKA, VISER OS DYR, SOM MED HOVEDET REJST, MÅLER 12 M I HØJDEN, ELLER OMSAT I DAGLIGDAGS MÅL: 3' SALS HØJDE. VÆGTEN AF DISSE KÆMPEDYR ANSLÅS TIL OMKRING 50 TONS. MANGE HAR VEL SØGT FORKLARING PÅ SPØRGSMÅLET: HAR DER LEVET KÆMPEØGLER I DANMARK? SVARET FINDER DE I NÆRVÆRENDE NUMMER AF VARV, SOM DESUDEN BYDER PÅ ARTIKLER OM ISOSTASI - PLADETEKTONIK - OG EN TUR TIL HVEN.

KÆMPE øgler i Danmark ?



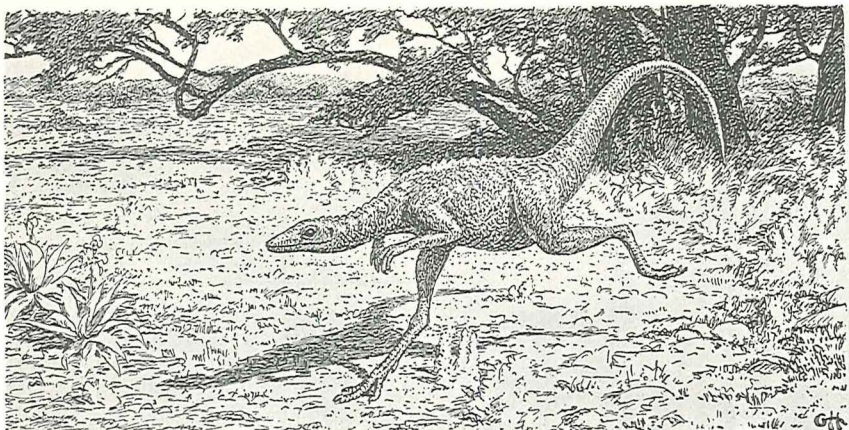
Figur 1. Sen-triassisk sumpskov rekonstrueret ud fra forsteningsfund fra Helsingborg-Höganäs-området. (Fra T.Nilson, 1953, efter Halle).

af S.E.Bendix-Almgreen

Denne artikels titel stiller et spørgsmål, der mange gange er rettet til mig. Jeg finder det derfor berettiget at ofre det nærmere opmærksomhed her i Varv. Besvarelsen kræver imidlertid, at vi først klarlægger et par af spørgsmålets ingredienser. Hvad er kæmpeøgler, og eksisterede Danmark overhovedet som geografisk begreb, dengang krybdyrene havde deres storhedstid ?

Kæmpeøglerne først. For langt de fleste vil ordet "kæmpeøgler" automatisk få et billede til at tone frem af tonstunge fortidsskabninger, monstrøse krybdyr, gående, svømmende eller flyvende, men altid demonstrerende en glubende appetit på alt og alle, omtrent som mennesker. Det er jo sådan, vi oftest får dem præsenteret i film og tegneserier, endog i populærvidenskabelige bøgers rekonstruktioner. Lad os imidlertid slå fast, at det er mennesket, der har skabt dette udtryk hos dyrene. Det, vi ejer af dem - forsteningerne - er nøgterne neutrale objekter. De kan imponere os ved deres størrelse, og det er vel ikke mindst den, som har forledt til de nævnte subjektive billedfremstillinger. Men det er dog tankevækkende, at en meget stor del af disse fortidskrybdyr ikke var kæmper. De er heller ikke øgler, det ord betegner en velafgrænset zoologisk enhed, hvis medlemmer nok er krybdyr, men egentlig ikke står særligt nær de fortidige krybdyrformer, vi her skal beskæftige os med.





Figur 2. *Compsognathus* - som viser os, at ikke alle dinosaurier var "kæmper". (Efter G. Heilmann 1926).

I Jordens Middelalder - Trias, Jura og Kridt - tog vidt forskellige linier indenfor krybdyrene et enormt opsving. Grundene hertil er givetvis mangeartede, og man er langt fra at have klarhed over dem. Resultatet står imidlertid klart. Have og ferske vande, luften og kontinenternes lande kom til at huse et helt utrolig rigt og varieret samfund af krybdyr, der i høj grad prægede tidernes faunabillede.

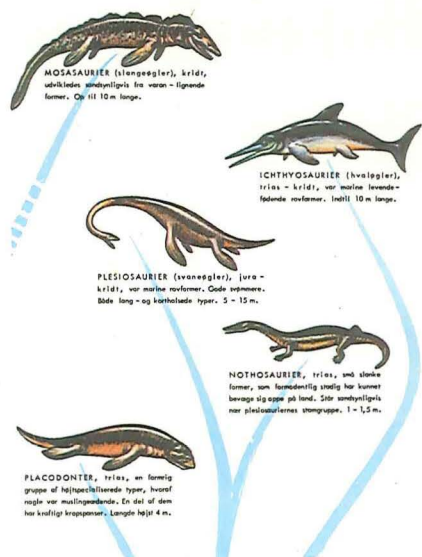
Vigtige, blandt de i havet levende grupper, var "hvaløgler" (ichthyosaurier) og "svaneøgler" (plesiosaurier), der hvad slægtskabsforholdet angår, står ret langt fra hinanden (figur 3). Begge grupper var udbredt over hele Jorden, og også med virkeligt store former.

Landet og luften var hjemstederne for dinosaurierne og flyveøglerne. Blandt dem er der en bred variation i størrelse, mange var decideret små former. Af flyveøglerne omfatter for eksempel slægten *Pterodactylus* også arter på størrelse med en spurv.

Betegnelsen dinosaurier dækker i virkeligheden også over to forskellige hovedudviklingslinier indenfor de mesozoiske krybdyr (se figur 4), og her er det, vi finder de største dyr, som Jordens kontinenter overhovedet har givet føden. Blandt de kendte var *Brachiosaurus* størst, en kæmpe hvis længde var omkring 23 m og som havde en anslået vægt på 50 tons (forsiden). Mange dinosaurier var imidlertid små, for eksempel *Compsognathus*, der var på størrelse med en høne (figur 2).

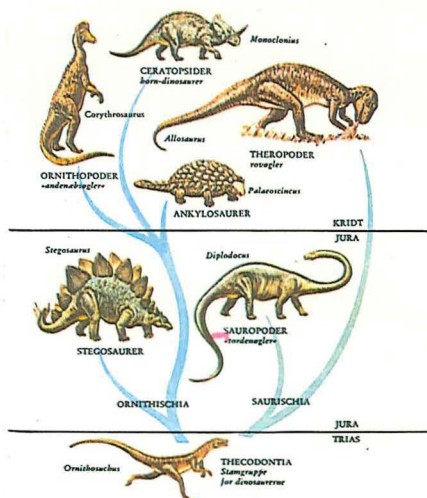
Dinosaurierne har været udbredt over hele Jorden. Vi finder vidnesbyrd om dem - skeletter, forstenede fodspor, æg og så videre - fra Amerika i vest til Centralasien og Kina i øst, fra Afrika og Indien i syd til Spitsbergen i nord!

Vi kan derfor delvis besvare det spørgsmål, vi begyndte med. Svaret må nu lyde: Med den udbredelse, de store dyr havde, må de også have levet indenfor det område, hvor Danmark nu ligger.



Figur 3. Schematisk fremstilling af de havlevende krybdyrslægtskabsforhold. (Efter Rhodes, Zim & Shaffer, 1967).

DINOSAURERNES STAMTRÆ (FORENKLET)



Figur 4. Dinosaurierne stamtræ. De to hovedgrupper - Ornithischia og Saurischia - har formodentlig fælles oprindelse, men er ellers tydeligt forskellige, blandt andet i bækkenbygningen. (Efter Rhodes, Zim & Shaffer, 1967).

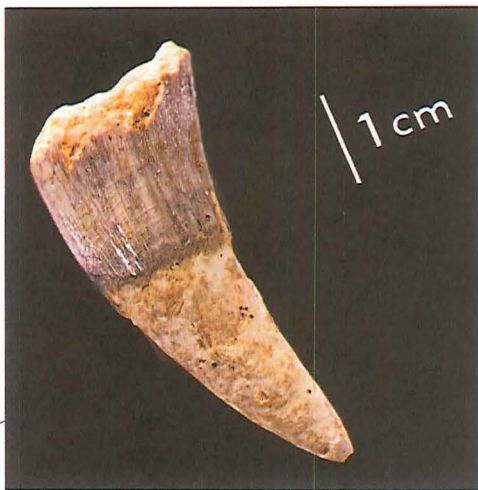
Danmark da. Eksisterede det overhovedet i Mesozoicums geografi? Nej, ikke i sin nuværende form, den er ganske ung. Gennem lange tider i Trias, Jura og Kridt var vor lille part af Verden havdækket, men såvidt det kan skønnes, var kysten aldrig langt væk. Havets store krybdyr fra disse perioder kender vi lidt til gennem danske forsteningsfund. I aflejringer fra tidlig Jura-tid er på Bornholm fundet knogler og tænder af plesiosaurier. Såvidt man kan afgøre, drejer det sig om arten *Plesiosaurus guilelmi imperatoris*, der kendes fra velbevarede skeletter blandt andet fundet ved Holzmaden i Sydtykland (figur 5). Det "danske" Kridt-tidshav husede i hvert fald slangeøgler og havkrokodiller. Slangeøglerne (mosasaurier) var havlevende rovdyr, der kunne nå en kropslængde på 8-9 m. Forskellige træk i skelettet viser, at det er nære slægtninge af nutidens Komodo-varan. Danske Kridttidslag har hidtil kun givet tænder af mosasaurier (figur 6), men dele af skeletter kendes fra Skåne (Ifö), selvom disse ikke tilnærmelsesvis kan sammenlignes med fremragende bevarede fund fra Holland og Nordamerika. Havkrokodiller kendes fra Fakse og Stevns Klint. Det drejer sig om tænder og en enkelt overarmsknogle af *Thalacrosaurus scanicus*, hvoraf velbevarede kranier og andre skeletdele er fundet ved Limhamn i Skåne (figur 7).



Figur 5. Svaneøglen *Plesiosaurus guilelmi imperatoris*. (Efter B. Hauff 1953). Model af et 2,5 m langt komplet skelet fundet ved Holzmaden i Sydtyskland. Rester af denne form kendes fra Bornholms ældre Jura-aflejringer.

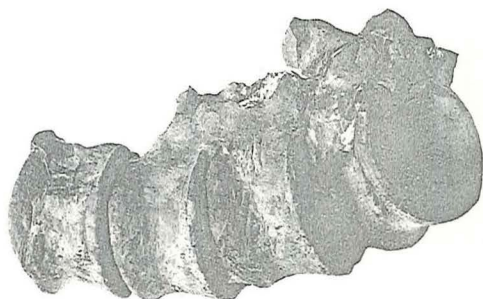


Figur 6. Tand af slangeøglen *Mosasaurus cf. hoffmanni*, fundet ved Ålborg. Mineralogisk Museums samlinger.

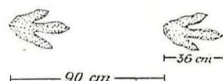


Figur 7. Tand og overarmknogle af havkrokodille *Thoracosaurus scanicus*. Fund fra Fakse. Originalstykkerne i Mineralogisk Museums samlinger.

Boringer ned i Danmarks undergrund fortæller os, at dele af Danmark var land fra slutningen af Trias (Rhæt) og gennem Jura. Dette land har givetvis været hjemsted for store landkrybdyr, men beviserne i form af fossile skeletter, om de måtte være bevaret, ligger utilgængeligt i lag dybt i vor undergrund. I samme tidsrum var også store dele af den Skandinaviske halvø land, hvis kystzone strakte sig fra nordvest mod sydøst og skar hen over Skåne ned mod Bornholm. Her var kystlandet i slutningen af Trias og begyndelsen af Jura øjensynligt dækket af frodige sumpskove, som gav ophav til kuldannelser. Ældst er kullene i Helsingborg - Höganäs-området, lidt yngre de bornholmske kul. Samtidige aflejringer af lignende karakter, også med kuldannelser, kendes fra dybdeboringer forskellige steder i Danmark blandt andet Vendsyssel og Nordsjælland. I de skånske aflejringer er der fundet vidnesbyrd om store krybdyrs tilstedeværelse. Knoglefundene er få, men omfatter ryghvirvler, hvis struktur klart afslører, at vi her står overfor store landkrybdyr af dinosaurie-typen (figur 8). Talrige forstenede fodspor (figur 9) fra de samme lag viser os tilstedeværelsen af former, der bevægede sig opret på bagbenene. De største fodspor har en tå længde på 38 cm, eller omtrent som længden af et menneskes underarm og hånd. Det har været dyr af betragtelig størrelse, men da der er spor af forskellig størrelse og udseende, kan der muligvis være tale om flere



Figur 8. Dinosaurie-hvirvler fundet i Sen-triassiske lag ved Billesholm i Skåne. Hvirvlerne cirka 5 cm lange. (Efter E. Bøllau, 1954).

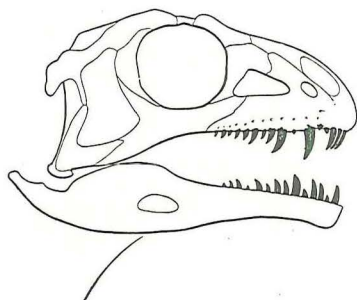


Figur 9. Forstenede dinosaurie-fodspor fundet i Höganäs gruben. (Efter E. Bøllau, 1952).

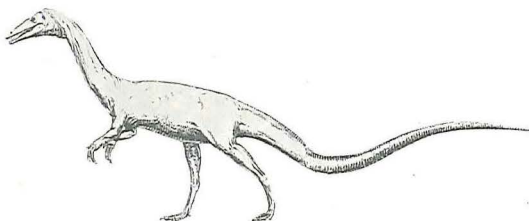
typer. Lignende former har utvivlsomt beboet de danske landområder, hvis livsbetingelser ikke har været forskellige fra de, hvorunder de skånske kæmpekrybdyr trivedes.

Det må indrømmes, at vor viden om de skandinaviske dinosaurier foreløbig er begrænset til det ovenfor nævnte, der jo ikke er imponerende. Fundene er endnu ikke udtømmende behandlet, og fristelsen, til at gå i gang med en bearbejdelse, er vel næppe overvældende, fundmaterialet er jo mildt sagt begrænset.

Der er dog ingen grund til at tro, at de skandinaviske former har været meget forskellige fra dem, som levede på samme tid i for eksempel Tyskland, hvor både kød- og planteædende former er fundet. Blandt de første kan nævnes kæmpen *Teratosaurus* (figur 10) 6-7 m lange rovdinosaurier med et stort tungt hoved, hvor kæberne bærer en bevæbning af store dolk-lignende tænder. De bevægede sig oprejst på bagbenene, men forlemmerne er endnu ikke voldsomt forkortet. Hånden har kun tre funktionelle fingre, der alle, især første fingeren (tommelen), er bevæbnet med særdeles kraftige, stærkt krummede kløer. Glimrende gribe- og flånserskaber. De mindre rovdinosaurier i slutningen af Trias er lettere bygget og kan for eksempel illustreres ved formen *Coelophysus* (figur 11), der er detaljeret kendt fra velbevarede fund fra U.S.A.



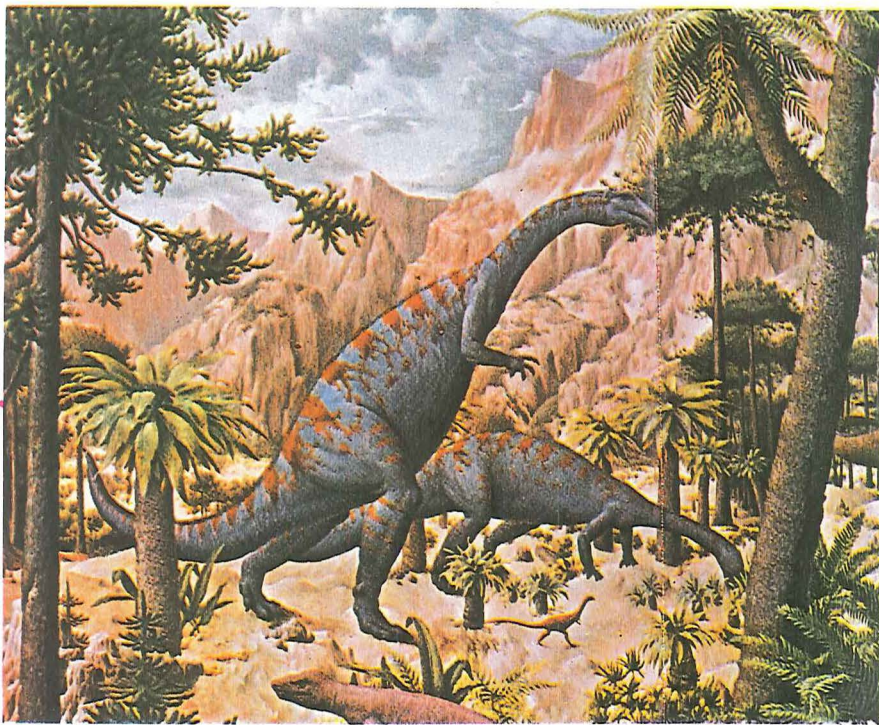
Figur 10. Kranium af den Sen-triassiske rovdinosaurie *Teratosaurus* kendt fra Sydtykland. 6-7 m lange, vægt anslået til 3/4 ton. (Efter E.H.Colbert, 1961).



Figur 11. De mindre og lettere byggede Sen-triassiske rovdinosaurier kan illustreres ved *Coelophysus*. Den var i fuldvoksen tilstand omkring 3m lang, men halen og halsen udgør en betragtelig del heraf. (Efter E.H.Colbert, 1961).

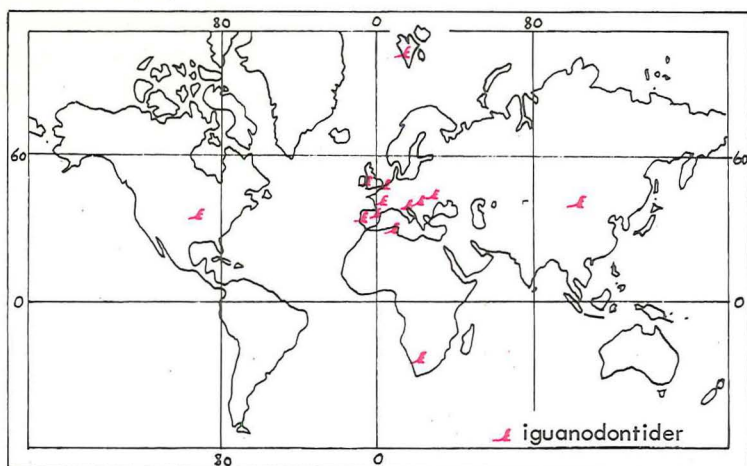
De bedst kendte planteædende dinosaurier fra sen-trias tilhører slægten *Plateosaurus* (figur 12). Pragtfulde skeletter af denne form er fremdraget fra sandstenslag i Sydtysskland (Württemberg), og de kan ses udstillet i museet i Tübingen. Nære slægtninge af denne form er opdaget i Sydafrika og i Yunnan provinsen i Kina. Det er igen store dyr, 6-7 m lange, men, som de meget lange, stærkt buede ribben viser, er kroppen stor og tung, næsten tøndeformet. De kunne bevæge sig oprejst på bagbenene, men forlemmerne er stærke og formodentlig har dyrene i ikke ringe grad bevæget sig på alle fire, vel især under indtagelse af føden, der sandsynligvis bestod af blød vegetation. Med deres lille hoved, lange hals, klodsede krop og tunge lemmer, samt kraftige hale, var plateosaurierne sin tids kæmper på landjorden.

Formodentlig var det sådanne dinosaurie typer, som var at træffe i "Danmark" for 200 millioner år siden.



Figur 12. Den planteædende dinosaurie *Plateosaurus*, der ses her i rekonstruktion, var en af de største blandt Sen-trias' krybdyr. (Efter vægdekoration i Field Museum, Chicago, her gengivet fra tavle i "Vor underfulde Verden", Hassing, 1962).

Svend Eirik Børseth - Almgreen



(Efter N. Heintz, 1962)

I 1960 fandt man på Spitsbergen fossile fodspor af *Iguanodon*, en dinosaurieslægt, der i Kridttidens ældste del var vidt udbredt på Jorden, som kortet viser.

Tilstedeværelsen af store krybdyr så højt mod nord har rejst mange spørgsmål, som kræver forklaring.

Spitsbergen ligger idag så højt mod nord, at solen gennem fire af årets vintermåneder ikke kommer over horisonten. Selvom Spitsbergen endog med den nuværende beliggenhed kan have haft gunstigere temperaturforhold i Kridttiden må en "mørketid" have påvirket plantevæksten betragteligt, og det er derfor svært at forestille sig, hvordan planteædende krybdyr som *Iguanodon* kunne opretholde livet der under sådanne forhold. Det er muligt, at Spitsbergen i Kridttiden har ligget sydligere og har haft "landbro"-forbindelse med det eurasiske kontinent. Den nuværende geografiske position kunne skyldes kontinentforskydning. Imidlertid har det formodentlig stadig været en nok så nordlig udpost for krybdyr. Man har diskuteret muligheden for en dvaleperiode gennem den kolde årstid, men det er svært at forestille sig, hvor dyr af dimensioner som *Iguanodon* (10-12 m lange) skulle finde dvalebo. En anden spændende mulighed er, at de store krybdyr var trækdyr, som mange nutidige fugle. Deres tilstedeværelse så højt mod nord skulle da være en sommerbegivenhed.

S. E. 73-A.

ISOSTASI • et levende fænomen

af P.V.Sharma

Det første menneske, der fik en ide om jordklodens evne til masse-tilpasning var den berømte Leonardo da Vinci. Så tidligt som i det sekstende århundrede havde han en fornemmelse af, at de synlige masser af Jordens overflade var i balance. Vi kan derfor hævde at da Vinci var "isostasist" - den første i geodæsiens historie.

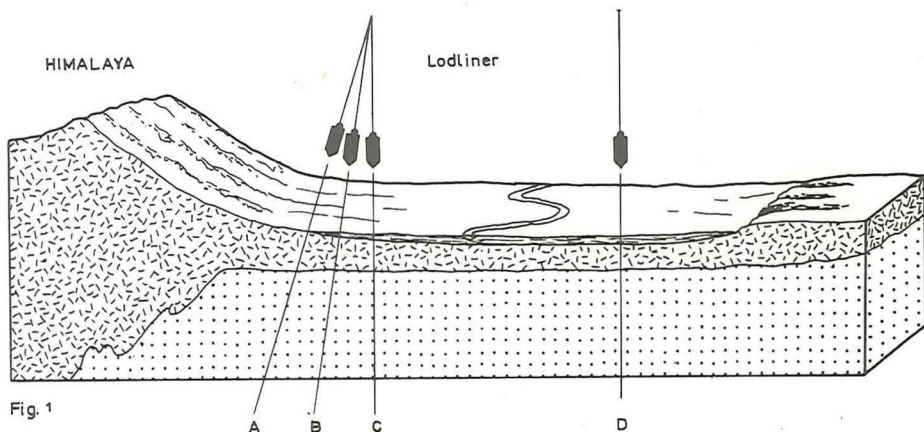
Derefter må vi springe cirka 3 århundreder frem, før vi finder noget vidnesbyrd om ligevægten i jordskorpen på grundlag af geodætiske, geofysiske og geologiske undersøgelser. Før vi kommer nærmere ind på det, er det på sin plads at forklare, hvad isostasi er.

HIMALAYABJERGENE - OG DEN "SKÆVE" LODLINE

Er et bjerg udelukkende en land-masse, der rager højere op end omgivelserne og hviler som en ekstra vægt stablet oven på en stiv ensartet skorpe? Nej, det er ikke tilfældet, og den kendsgerning blev første gang fastslået i 1850'erne ved iagttagelse af afvigelser i lodlinens retning ved en geodætisk opmåling, der blev udført nær ved Himalaya bjergene.

Hvis et bjerg virkelig var en vægt der blev læsset oven på et stift lag under skorpen, ville lodlinen bøje af mod bjerget på grund af bjergmassens tiltrækning. Imidlertid viste lodlinens virkelige afbøjning sig at være meget mindre end den forventede værdi vist i figur 1.

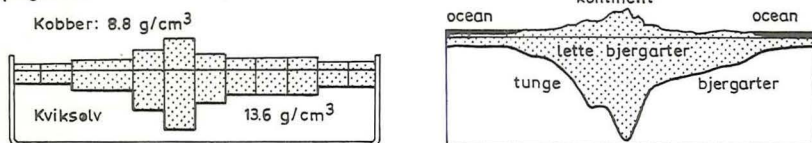
Det viser, at bjergets opragende overskudsmasse på en eller anden måde må blive opvejet af strukturer dybere nede.



Figur 1. Afvigelser i lodlinens retning ved Himalaya. A: Teoretiske afbøjning på grund af bjergkædens tiltrækning. B: lagtaget afbøjning. C: Ideelle retning uden påvirkning af omgivende masser. Den ringe afbøjning må skyldes, at bjergenes overjordiske masseoverskud opvejes af dybtgående "rødder" af lette bjergarter.

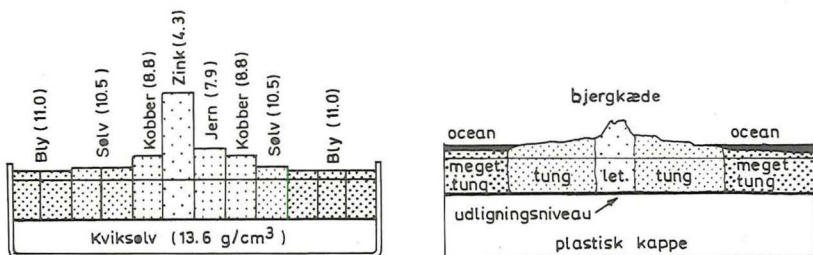
"FLYDENDE" BJERGE

Den britiske astronom Airy foreslog i 1855, at der under Himalaya-kæden lå en "rod" af let materiale, således at den totale masse under bjergstrukturen ikke var større end massen under de omgivende lavtliggende områder. Airy's kompensations teori gik ud på, at jo højere bjerget var, jo dybere måtte dets "rod" trænge ind i det tungere underliggende lag. Det vil være muligt, hvis det underliggende lag opfører sig som en væske, og den lettere bjerg-masse som et isfjeld flyder i et plastisk, tungere underlag – eller noget lignende som kobberblokke flyder i en skål med kviksølv ifølge Archimedes' princip om flydende legemer (se figur 2). Afstanden ned til ligevægtsniveauet er således variabel, og undergrænsen for jordskorpen følger i almindelighed et forstørret spejlbillede af den rigtige topografi.



Figur 2. Bjergenes "rødder" ifølge Airy's hypotese illustreret af kobberblokke flydende i kviksølv. Ligevægt opnås i forskellige dybder, da alt materialet har samme vægtfylde. Modificeret efter Strahler.

Inden for videnskabelig forskning er det ikke ualmindeligt, at to videnskabsmænd, der arbejder uafhængigt af hinanden, samtidig opdager et betydningsfuldt fænomen. Omtrent samtidigt med, at Airy havde fremsat sin "bjergrods"-teori, fremsatte J.H.Pratt i Calcutta en anden model for compensation. Han tænkte sig en skorpe, der nåede til en konstant dybde under havoverfladen, og hvori vægtfylden varierede omvendt i forhold til den topografiske højde (se figur 3). Således skulle alle blokke i skorpen have



Figur 3. Bjergenes "rødder" ifølge Pratt's hypotese illustreret af blokke af forskellige metaller flydende i kviksølv. Ligevægtsniveauet ligger i en konstant dybde, og bjergområder må følgelig bestå af lettere bjergarter end i omgivelserne. Modificeret efter Strahler.

samme masse over en ensartet flade, det såkaldte ligevægtsniveau (kompensationsdybde). Vægtfylden (densiteten) under Himalaya bjergene skulle derfor være mindre end under det tilstødende indiske lavland. Selve bjergdannelsen, mente han, måtte være resultatet af en opadrettet udvidelse af skorpematerialet ved en lokal opvarmning.

Sådan gik det til, at Himalaya bjergene blev oprindelsesstedet for begrebet isostatisk balance, skønt udtrykket "isostasi" første gang blev indført i 1889 af en amerikansk geolog, Dutton, for den hydrostatiske ligevægtstilstand under en vis dybde i Jorden.

TYNGDEAFVIGELSER OG SKORPETYKKELSE

Nogle årtier senere begyndte en ny fase i studiet af isostasi med tyngdemålinger over kontinenter og oceaner. Tyngdevariationerne over Jordens overflade (efter at have foretaget de nødvendige korrektioner for relative forskelle i højde, breddegrad og overfladetopografi) omtales sædvanligvis som "Bouguer anomalier". Bouguer anomalierne over et område afspejler i virkeligheden de horisontale vægtfyldevariationer under overfladen.

Det, at Bouguer anomalierne (Δg) almindeligvis er negative over bjergegne (for Alperne er $\Delta g \sim -110$ mGal) og stærkt positive over havområder (for Østatlanten er $\Delta g \sim +270$ mGal) forbavsede ikke meget. Tilhængerne af isostasi havde allerede forudsagt, at gennemsnitsvægtfylden af jordens skorpe måtte være mindre under bjergene og større under havene, end den er under de flade lavlande.

Det næste skridt var at prøve værdien af den ene eller anden hypotese (Pratt's eller Airy's) på grundlag af observerede tyngdeafvigelser. Man beregnede derfor virkningen af de underjordiske udligningsmasser ned til forskellige dybder og trak denne virkning fra Bouguer anomalien. Ved gentagne forsøg kan man så prøve at reducere de opnåede "isostatiske afvigelser" til en minimumsværdi ved et passende valg af værdien for vægtfylde og skorpetykkelse.

Tabel 1 giver resultaterne af sådanne beregninger foretaget af den berømte geodæt Heiskanen til bestemmelse af den mest sandsynlige tykkelse af Jordens skorpe under de fem bjergområder.

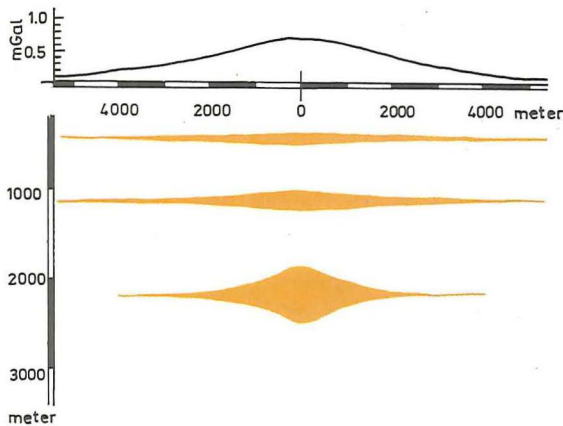
Tabel 1 viser, at tyngdeafvigelserne efter denne kompensationsmodel svarer til omkring 30 km for jordskorpens tykkelse. I Alperne synes tykkelsen imidlertid at være mindre og i Norge noget større.

Den informationsmængde, der kan opnås alene ud fra tyngdestudier som de omtalte, er begrænset og sjældent entydig. Det skyldes, at et uendeligt antal forskellige fordelinger af masse kan skabe den samme tyngdeanomali (et typisk eksempel vises i figur 4).

Tabel 1.

Område	h (km)	Δg (mGal)	T (km)
Norge	1	- 6	38
Centralsverige	0,5	- 10	35
Sydsverige	-	+ 12	24
Centralalper	2	- 85	20
Nordøstitalien	1,5	- 36	29

Sandsynlige skorpe tykkelser efter isostatisk reduktion (Airy-Heiskanen).
h = middelhøjde, Δg = Bouguer anomalien og T = den mest sandsynlige normale tykkelse på jordskorpen.

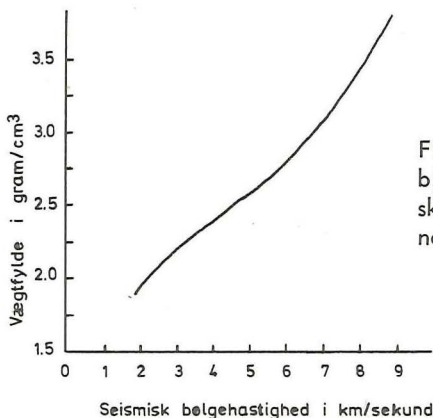


Figur 4. Tyngdeanomalier. Kurven øverst viser en tyngdeafvigelse udtrykt i mGal. Nedenunder er vist, hvorledes denne tyngdeafvigelse kan fremkaldes på tre måder af forskelligt formede bjergartslegemer i forskellige dybder. Tykkelsen af bjergartslegemerne er overdrevet 3 gange.

Andre uafhængige geofysiske eller geologiske metoder må anvendes for at nå frem til den mest rimelige løsning. Da seismiske målinger giver et detaljeret billede af Jordens ydre lag, må isostatisk undersøgelse ved enhver tænkelig lejlighed drage sammenligninger med sådanne målinger.

SEISMISK PÅVISNING AF ISOSTASI

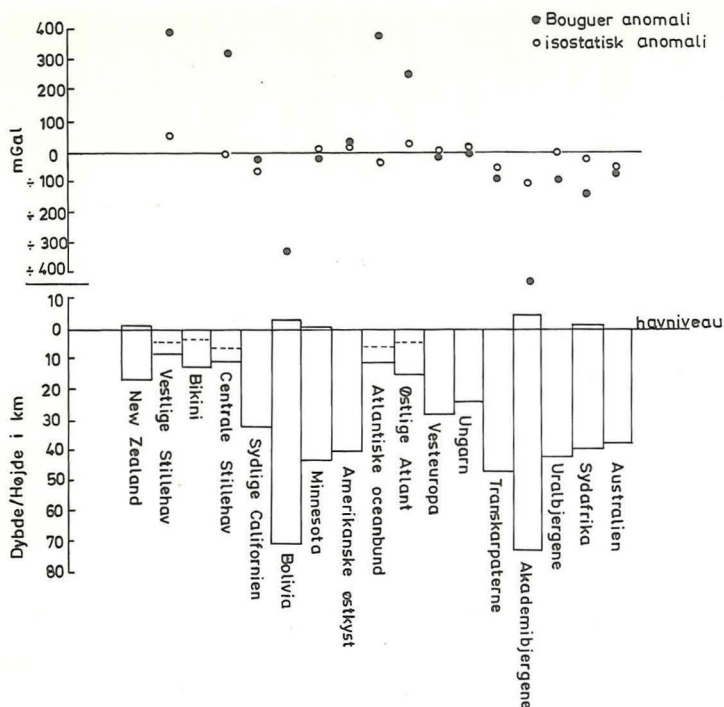
"Moho diskontinuiteten", der er betegnelsen for den "seismologiske" jordkorpes undergrænse (det vil sige grænsen mod Jordens kappe), repræsenterer også det største spring i seismisk bølgehastighed i Jordens ydre del. Laboratiemålinger af Nafe og Drake på bjergartsprøver viser det forhold mellem vægtfylde og seismisk hurtighed, at de er proportionale (se figur 5). Der er derfor grund til at vente en brat forandring i vægtfylde ved Moho diskontinuiteten.



Figur 5. Sammenhængen mellem bjergarters vægtfylde og seismiske bølgehastigheder (longitudinale svingninger).

Hvis der virkelig er tale om isostatisk kompensation efter Airy's model, skulle undergrænsen for skorpen være et forstørret spejlbillede af overfladetopografien. At det virkelig er tilfældet i global målestok bekræftes af de seismologiske resultater vist i figur 6. Diagrammet angiver den topografiske højde eller havdybde for de forskellige områder, sammenholdt med de tilgængelige Bouguer og isostatisk tyngdeafvigelse. Der er ingen tvivl om, at Moho diskontinuiteten afspejler topografien hvad angår forskellene mellem oceaner og kontinenter. Inden for kontinenterne er den højeste skorpetykkelse observeret under Andes bjergene i Sydamerika og Academy bjergene i USSR. Skorpen er tyndest under de dybeste oceaner og har tendens til at blive tykkere under de midtoceaniske rygge og oceanøerne.

Bouguer anomaliernes størrelse (figur 6) afspejler omfanget af ud-ligningen i form af tykkelsen af den lette skorpe. På den anden side er de isostatisk afvigelser nær ved nulpunktet både over oceaner og kontinenter, hvilket viser, at variationen i skorpetykkelse ligger nær ved den, der kræves for at der skal være tyngdeudligning. Imidlertid er der egne, som viser enten "over- eller underkompensation". For eksempel er Trans-Karpatien et område med lavt relief, men skorpen er tykkere end normalt for et område på kontinentet (den isostatisk afvigelse er stærkt negativ). Omvendt er skorpen under det vestlige Stillehav tyndere end normalt for den pågældende havdybde, og den isostatisk afvigelse er positiv.



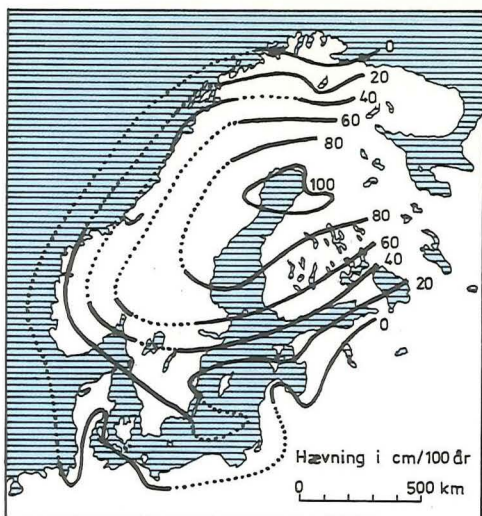
Figur 6. Tykkelser af jordskorpen sammenholdt med Bouguer anomalier og isostatisk afvigelse målt i mGal.

NATURENS ISOSTATISKE EKSPERIMENTER

Det er velkendt, at der er egne af Jorden, hvor højden over havet ændres hurtigt. For eksempel på den Skandinaviske Halvø og i Nordcanada hæver landoverfladen sig, selv i dag, med en hastighed af cirka 1 cm per år.

Lad os tage det meget interessante tilfælde med landhævningsen i Skandinavien. Det fænomen er blevet grundigt studeret, især af finske, norske og svenske videnskabsmænd. Ved at måle hævningsen af gamle kystlinier forskellige steder i Skandinavien har det været muligt at bestemme både hævningsens omfang og hastighed. Den almindelige opfattelse hos kvartærgeologer er, at landoverfladen i dette område har løftet sig cirka 270 m siden slutningen af den kvartære istid.

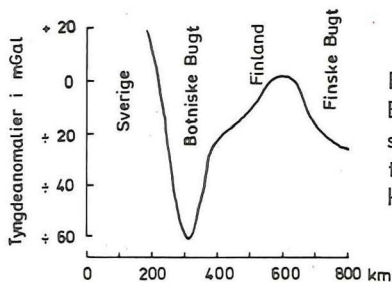
Den geodætiske metode til måling af hævningshastigheden er yderst nøjagtig. Figur 7 viser den hastighed, man har fundet ved præcise nivelementer foretaget med 30 - 40 års mellemrum. Hævningsen i den midterste del af den Botniske Bugt er omkring 100 cm per århundrede. Det tal falder gradvis mod syd og nærmer sig nul nær den jyske halvø. På den anden side af nullinien synker landet, omend ret langsomt.



Figur 7. Postglaciale hævn-
ning af Skandinavien målt
i cm/100 år. Modificeret
efter Gutenberg.

HVORFOR NU DENNE HÆVNING OG SÆNKNING ?

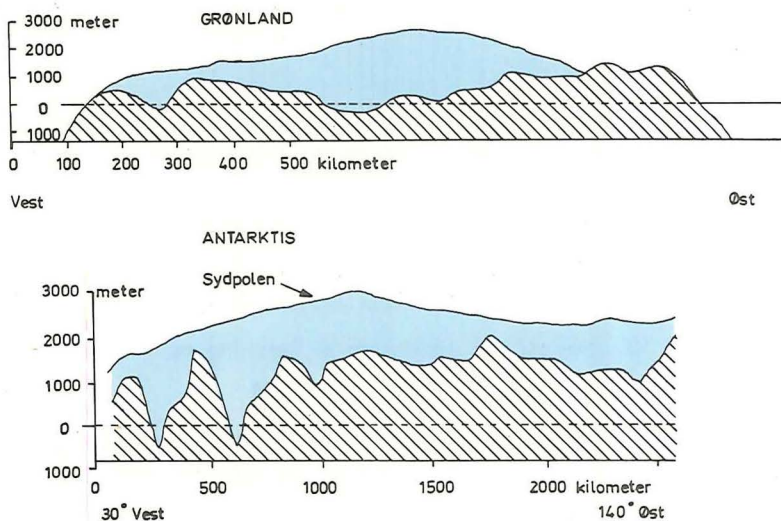
Fænomenet kan forklares på følgende måde. Under den sidste istid sank Skandinavien, der var dækket af tykke ismasser (2~3 km tykke), så meget som nogle få hundrede meter ned i kappen. Siden isen smeltede bort (for cirka 10-15 tusinde år siden), har Skandinavien stadig hævet sig i overensstemmelse med princippet for hydrostatisk balance. Hævningen centralt i området og sænkningen nær periferien foregår endnu i dag. Med andre ord, vi har et levende bevis på isostasi. Et vigtigt resultat af det levende bevis er, at den nuværende strøm af materiale under skorpen ledes mod hævningsens centrale område. Eftersom hele den kappemasse, der blev trængt ud til siderne under nedsningsperioden, endnu ikke har haft tid til at nå tilbage, er der stadig for lidt masse under centrum, og tyngdeafvigelse er derfor negative - så store som 50 mGal over den Botniske Bugt (se figur 8). Eksistensen af negative tyngdeafvigelser er bevis for den horisontale bevægelse af masserne under skorpen.



Figur 8. Tyngdeanomalier i Botniske Bugt. Den store negative værdi viser, at der endnu ikke er nået en tyngdeligevægt under det postglaciale hævede område (se figur 7).

På dette stadium kunne man spørge - "Hvor længe og hvor højt vil Skandinavien endnu hæve sig?" Det kan besvares på grundlag af størrelsen af den negative tyngdeafvigelse over området, og som svarer til den laterale bevægelse af en underskorpeblok af en vis tykkelse. Fra analysen af de nuværende tyngdeanomalier kom den finske geodæt Niskanen til det resultat, at hævningscentret endnu må stige cirka 200 m (hvilket må tage yderligere 10000 år eller mere), før der hersker fuldstændig isostatisk balance. Imidlertid er jordskorpen så stiv, at der næppe vil kunne opnås fuldstændig isostatisk balance.

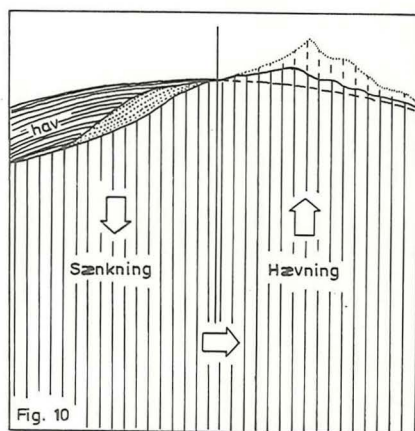
Andre eksempler på naturens isostatiske eksperimenter kan ses i Grønland og Antarktis. Disse landmassers overflader var øjensynligt hævet over havniveau før de blev dækket af store ismasser. På grund af isens vægt sank landoverfladen senere under havet, således at den isostatiske balance bevarede. Figur 9 viser det centrale sænkingsområde i Grønland og Antarktis og den istykkelse, der er beregnet på grundlag af seismiske målinger. Således ser vi i Grønland den første, og i Skandinavien den anden fase af naturens eksperiment.



Figur 9. Det grønlandske og antarktiske isdække. Tykkelserne er beregnet på grundlag af geofysiske målinger.

VEDVARENDE ISOSTASI

Tyngdemålinger gennem det sidste århundrede har vist, at jordskorpen stort set er i isostatisk ligevægt. Men tid efter anden har geologiske begivenheder ødelagt denne balance - for eksempel ved foldninger, eller hvis store mængder erosionsmateriale skyldes ned fra en bjergkæde ud i havet, bliver skorpesøjlen under bjergene lettere og under havet tungere. Disse vægtforandringer udvikler spændinger i skorpen basis og forårsager til sidst skorpebevægelser i de berørte områder for at genoprette vægtbalancen (figur 10). På denne måde må bjerge hæves efterhånden som deres tinder fjernes, hvilket fører til opretholdelse af deres topografiske dominans i lange tidsperioder. På en måde hjælper den isostatiske tilpasning til at forklare, hvorfor nedslidningen af bjerge og opfyldning af havbassiner med nedbrydningsmateriale ikke har udjævnet jordoverfladen. Inden en ligevægt er blevet etableret efter mange år millioner, vil andre processer som kontinentdrift og bjergkædefoldning have grebet forstyrrende ind - og det hele kan begynde forfra.



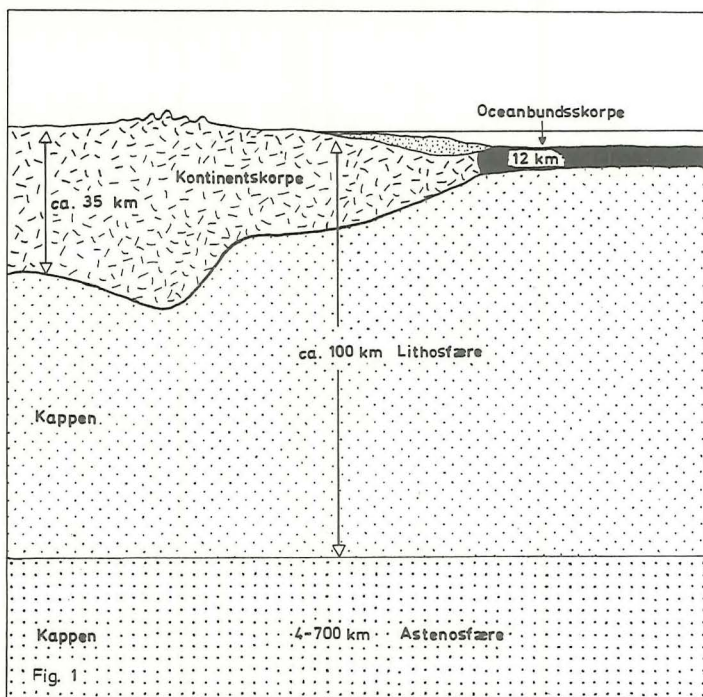
Figur 10. Isostasi som forklaring på hævnning og sænkning.

P. V. Sharum

Københavns Kommunes Aftenhøjskole afholder vinteren 1972/73 blandt andet en studiekreds i Danmarks Geologi. KKA's sæsonprogram, der udkommer den 12. august, fås ved henvendelse til KKA's kontor, Ryesgade 27, 2200 København N, telefon 39 40 22.

pladetektonik

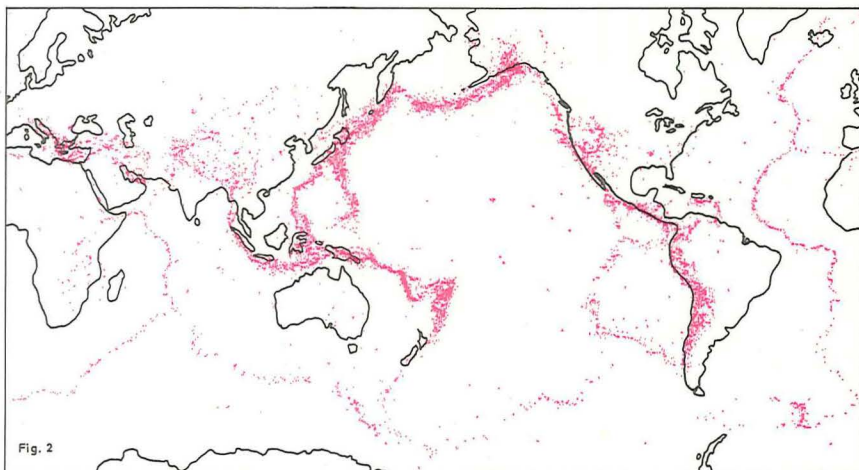
EN BILLEDSERIE OM EN REVOLUTIONERENDE NY TEORI.



af Troels Østergård

Figur 1 viser Jordklodens opbygning. Vigtigst er de yderste 800 km, som ses forstørret op. Jordens yderste lag "skorpen" er cirka 35 km tyk under kontinenterne, men kun cirka 12 km tyk under oceanerne. Skorpens grænse nedad kaldes Moho eller Mohorovičić-diskontinuiteten. Kontinentsskorpen har en sammensætning som bjergarten granit, mens oceanskorpen har en anden kemisk sammensætning svarende til den tungere vulkanske bjergart basalt. Det betyder, at kontinentsskorpe er lettere end oceanskorpe, og derfor altid prøver at "flyde ovenpå".

Under skorpen kommer kappen, som blandt andet består af olivinsten med granat eller andre såkaldte "mørke mineraler". Skorpen og den øverste del af kappen hænger sammen og udgør det, der nu kaldes Lithosfæren. Lithosfæren er 70-100 km tyk, og under den kommer Astenosfæren. A-stenos betyder uden styrke, og astenosfæren er et 4-700 km tykt lag i kappen, som af grunde vi ikke helt kender er blødere end både lithosfæren og den dybereliggende del af kappen.



Figur 2 viser, hvor der har været jordskælv i årene fra 1961 til 1967. Man ser tydeligt, at de fleste jordskælv sker i ganske smalle zoner, der ligger som et uregelmæssigt net hen over Jorden. Ind imellem jordskælvszonerne er der enorme strækninger, hvor jorden næsten aldrig skælver.

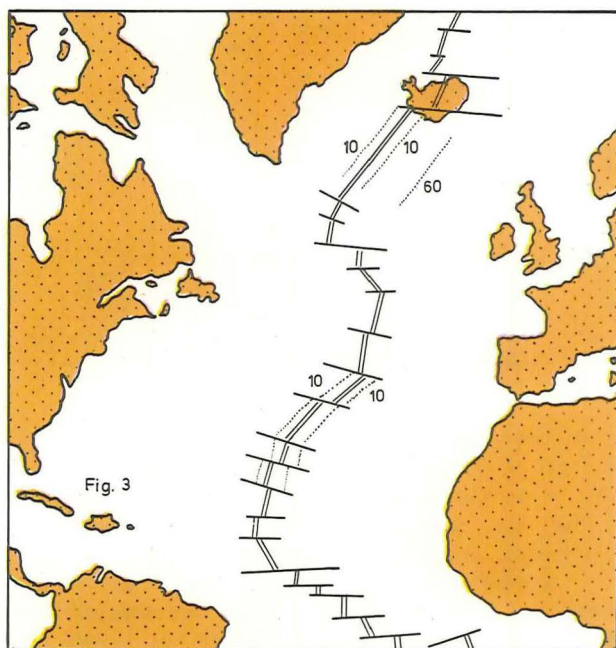
Et jordskælv opstår, når spændinger i jordlagene udløses ved at lagene forskyder sig i forhold til hinanden. Hvis jordskælvet ikke sker for dybt nede, kan forskydningerne give sig tydelige udslag i form af overrevne vandledninger eller afbrudte veje eller jernbaner. Jordskælvszonerne er kort sagt Jordens aktivitetszoner. Det er her bevægelser og forskydninger foregår.

Ved at se på jordskælvskortet kan man få en ide om, at Jordens ydre skal består af store uregelmæssige plader. Hver plade er stiv, og derfor er der kun få jordskælv inde på pladerne, men der, hvor pladerne støder op til hinanden og bevæger sig i forhold til hinanden, kommer de mange jordskælv. Man kan sammenligne Jorden med en sø, der er dækket af isflager, der ligger og skurer mod hinanden.

Pladerne består af lithosfære, der bevæger sig hen over den blødere astenosfære. Pladerne kan bevæge sig på tre forskellige måder i forhold til hinanden: De kan bevæge sig væk fra hinanden, mod hinanden eller forbi hinanden.

På jordskælvs-kortet ser man, at der ude i oceanerne er ganske smalle bælter, i hvilke der sker jordskælv. Bælterne følger ganske nøje under-søiske højderygge, som man tit kalder for midtoceaniske rygge, selvom det kun er den midtatlantiske ryg, der ligger lige midt i oceanet. Jordskælvs-zonen og oceanryggen i Stillehavet ligger meget nærmere Sydamerika end Australien, og den "går på land" i Californien. De midtoceaniske rygge er skillelinier, hvorfra lithosfæreplader bevæger sig væk.

Rundt om Stillehavet ligger en meget markant krans af jordskælvs-centre. Jordskælvene her er ofte kraftige, og mange af dem er "dybe". De kraftige og dybe jordskælv kommer, fordi to lithosfæreplader her bevæger sig mod hinanden. Zonen af spredte jordskælv, der strækker sig fra Alperne over Himalaya helt over til Sydchina, markerer også en zone, hvor lithosfæreplader bevæger sig mod hinanden, men da der her sker sammenstød af to kontinenter, bliver forholdene temmelig indviklede.

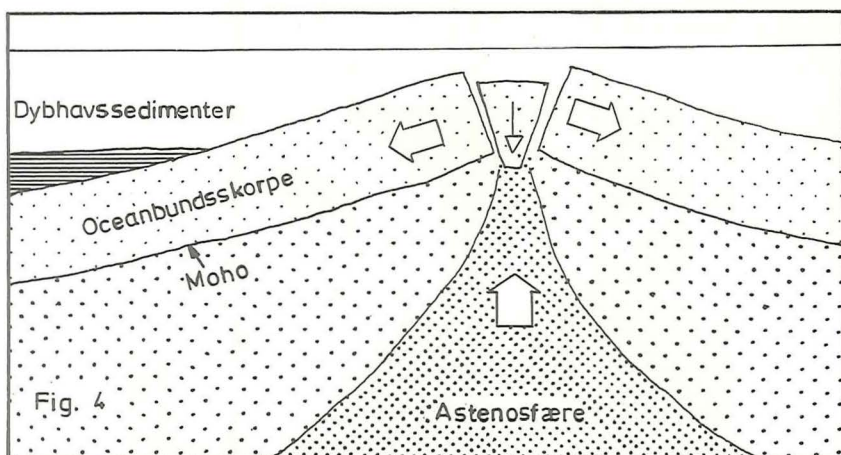


Figur 3 viser, hvordan en del af den midtatlantiske ryg forløber i detaljer. Man ser, at Island ligger midt over ryggen, og man skulle derfor vente, at man på Island direkte kunne måle pladernes bevægelser. Det har

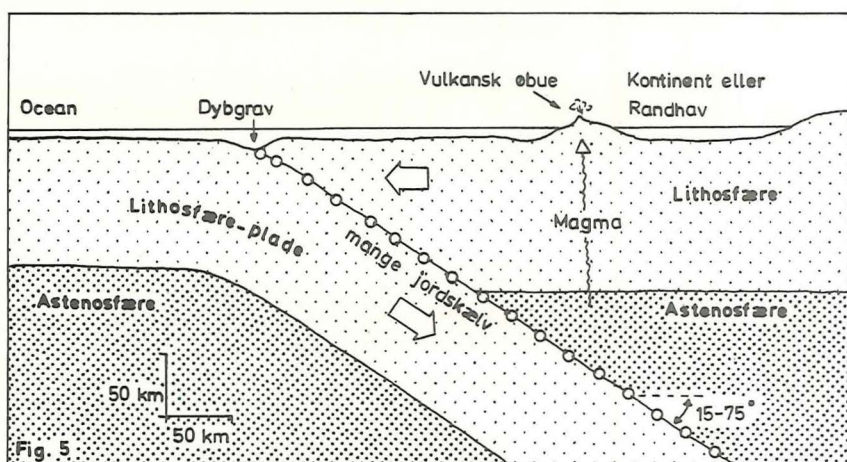
man gjort. Ved Heklas udbrud i 1970 voksede Island med 7 cm. Med den specielle beliggenhed er det ikke sært, at Island er en vulkanø, og at vulkanerne ligger i et bælte tværs gennem øen. De ældste dele af Island ligger mod vest og øst, og øen bliver yngre og yngre ind mod vulkanzonen.

De stiplede linier og tallene viser hvor gammel havbunden er på de pågældende steder.

Det ses også, at selve oceanryggen er delt op i mange stumper, som er forskudt i forhold til hinanden. Det virker som om ryggen på et tidspunkt er gået i stykker langs forkastninger, men det er ikke tilfældet. Forskydningerne er lige så gamle som ryggen, og her er forklaringen på, at for eksempel den sydlige del af ryggen følger buen rundt om Afrika.



Figur 4 viser en oceanryg i tværsnit. De to lithosfæreplader er på vej til hver sin side, væk fra hinanden. I det pladernerne glider fra hinanden bliver der plads til, at en kileformet klods kan synke ned mellem dem. Denne nedsynkning viser sig, som en markant dal midt i oceanryggene. I de sprækker, som dannes, trænger der nu basaltisk lava frem. Lavaen dannes, når trykket i astenosfæren falder så meget, at en del af materialet kan smelte. Når lavaen i sprækken størkner, bliver den nedsynkende blok svejset fast til pladerne. Men bevægelsen fortsætter, der opstår nye sprækker, mere basalt vælter op, og på den måde vokser lithosfærepladerne i takt med bevægelsen. Den yngste oceanbund findes altså lige ved oceanryggen, og oceanbunden bliver ældre og ældre, jo længere man kommer væk fra ryggen.

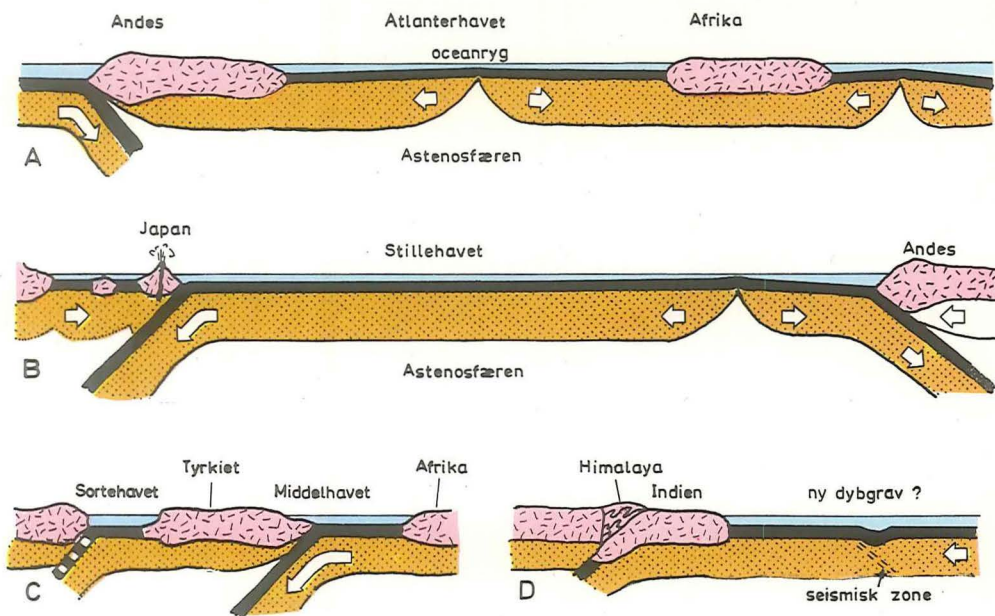


Figur 5 viser et snit gennem et sted, hvor to lithosfæreplader er på vej mod hinanden. Den ene lithosfæreplade bøjes og skydes ned under den anden. I den skrå zone, hvor de to plader mødes er der hyppige og kraftige jordskælv. På jordoverfladen viser nedsynkningen af den ene plade sig ved en dybgrav i oceanet.

Havbundens sedimenter trækkes for en del med ned på oversiden af den nedsynkende plade, og når sedimenterne er kommet 75-275 km ned begynder de at smelte. Det magma, der derved dannes stiger til vejrs og kommer op på jordoverfladen som lava. Derfor følges dybgrave og vulkaner som regel.

Hvis de to lithosfæreplader begge består af oceanbundsskorpe kommer vulkanerne efterhånden til at danne en vulkansk ø-bue. Japan er et eksempel på en sådan vulkansk ø-bue.

Ud for Sydamerikas stillehavskyst findes der også en dybgrav, Chile- eller Atacamagraven. Her går kontinentsskorpen helt ud til dybgraven, og der bliver således ikke plads til en vulkansk ø-bue. I stedet dannes vulkanerne på land oppe i Andeskæden. Den lava, der kommer ud her, har en anden sammensætning end lavaen i de vulkanske ø-buer. På ø-buerne er lavaen basaltisk, men vulkanerne i Andeskæden giver lava, som er mere rig på kiselsyre. Det betyder, at lavaen har optaget materiale fra den granitiske skorpe, den har skullet passere igennem for at nå op til overfladen.



Lithosfæren = kontinentsskorpe + oceanbundsskorpe + øvre del af kappen

Fig. 6

Figur 6 viser forskellige lithosfæreplader i tværsnit. I A) ser man hvordan Atlanterhavet vokser, og at Amerika og Afrika er på vej væk fra hinanden. Kontinentaldrift er altså en følge af lithosfærepladernes bevægelser. Kontinenterne må følge med, som træstammer der er frosset fast i isflager.

Lithosfærepladen med Afrika på er på vej væk både fra den midtatlantiske ryg og fra ryggen i det Indiske ocean. Man skulle derfor tro, at pladen på en eller anden måde blev mindre, og altså ikke var helt stiv. Forklaringen er imidlertid, at bevægelserne alle er relative. Man kan sige det på den måde, at Afrika er på vej væk fra det Indiske ocean, men Amerika bevæger sig hurtigere end Afrika, så faktisk bliver afstanden mellem de to oceanrygge større.

I B) ser man Stillehavet med de to typer nedbøjningszoner. Selvom Stillehavets bund vokser og vokser, bliver Stillehavet ikke nødvendigvis større af den grund. Faktisk ser det ud til at det modsatte er tilfældet. Oceanryggen i Stillehavet ender på land som vi så det i figur 2. Det skyldes, at Amerika her er skudt ud over oceanryggen. Hvordan det videre forløb bliver, er det svært at spå om, men det er muligt at Nordamerika på et tidspunkt går i stykker og en del føres over mod Asien.

I C) og D) ser man hvordan det kan gå, når et hav på den måde lukkes af pladebevægelserne. Tyrkiets bevægelse nordpå mod Rusland er standset, og kun Sortehavet er tilbage af det oprindelige hav. Da Tyrkiet ikke kunne komme længere, udviklede der sig en ny nedbøjningszone så Afrikas bevægelse mod nord kunne fortsætte. Også denne bevægelse er nu næsten gået i stå.

Indiens bevægelse mod nord har været så kraftig, at den nordlige del af det Indiske kontinent er kommet ned under Asien. Men som før nævnt søger kontinenterne at "flyde ovenpå". Det er denne opdrift nedefra, der er forklaringen på at Himalaya går så højt i vejret. Indien kan tilsyneladende ikke komme meget længere og for at optage den bevægelse mod nord som stadig fortsætter ser det ud som om der er ved at komme en ny nedbøjningszone syd for Indien.

Pladetektoniken har så dybgående konsekvenser for snart sagt alle grene af geologien, at mange vante forestillinger må tages op til revision. Jeg har her kun søgt at forklare hovedtrækkene i selve teorien. Den læser, som måtte være interesseret i en fremstilling på dansk om en del af baggrunden for den nye teori kan jeg henvise til mine artikler i Naturens Verden (sept/okt 1969 side 284 og sept/okt 1970 side 257).

Israels V. Østugaard

VARV

Postadresse: Tidsskriftet VARV, Mineralogisk Museum, Østervoldsgade 5-7, 1350 København K. (Tlf. Mi 5001).

Redaktion: Valdemar Poulsen (ansvarshavende), Mona Hansen, Søren Floris, Erling Bondesen.

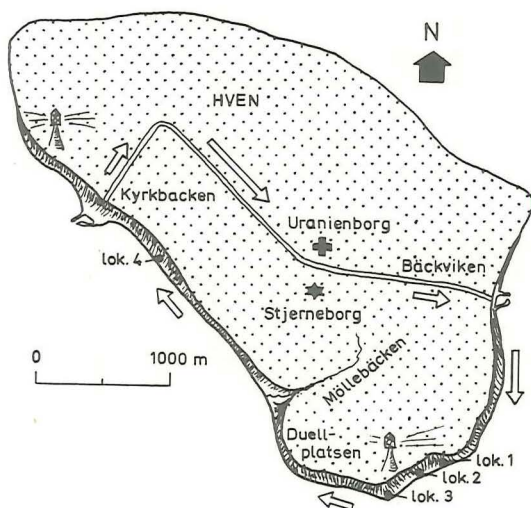
VARV udkommer fire gange om året. Prisen er 15.00 kr i abonnement. Abonnement tegnes ved indsendelse af beløbet til VARV, postgiro 68880. (Moms inkluderet).

Alle henvendelser vedrørende adresseforandring, fejl ved bladets levering, og lignende bedes rettet til postvæsenet.

Eftertryk af tekst og billeder er kun tilladt med kildeangivelse.

EN TYCHO BRAHES DAG —

ekskursion til Hven



Figur 1. Kort over Hven med turen indtegnet

af Leif Åbo Rasmussen

I den nordlige del af Øresund ligger øen Hven, hvis delvis vegetationsløse klinter i solskin synes hvide fra den danske øresundskyst. Sundets sejlere er fortrolige med øens små havne, der ofte er målet for mindre togter. Først og fremmest en del skåninge og københavnere besøger hver sommer den af storbyerne uberørte ø for at se resterne af Tycho Brahes slot, Uranienborg og hans observatorium, Stjerneborg.

Også for den geologisk interesserede er Hven tillokkende. De blottede klinter giver løfte om oplysninger om det geologiske hændelsesforløb under den sidste af de fire i Danmark konstaterede istider, Weichselistiden.

Klinterne er opbygget af løse bjergarter som lagdelt ler og sand samt morænemateriale. Den geologiske lagserie, som kan iagttages på Hvens sydligste pynt (figur 2), udgøres nederst af fedt gråt ler med spredte, let afrundede sten overvejende bestående af grundfjeldsbjergarter som graniter og gnejser. Fra sundets vandoverflade hæver dette ler sig cirka 12 m. I den øverste del af leret forsvinder stenene, og bjergarten fremtræder fint lagdelt.

Denne aflejring overlejres uden overgang af et lagkompleks af lagdelt sand, hvis tykkelse andrager cirka 10 meter. Vi kan kalde disse lag for den sandede formation.

Over den sandede formation ses et morænelag bestående af en mager, det vil sige, en relativt sandet og gruset moræneaflejring, hvis sten udgøres af graniter, gnejser, basalter, sandsten og kun ganske lidt flint og kridt. Denne moræneaflejring er 2 meter tyk.

Over denne morænebænk kan nogle steder iagttages en cirka 1 meter tyk aflejring af lagdelt sand, andre steder en horisont bestående af sten og blokke.

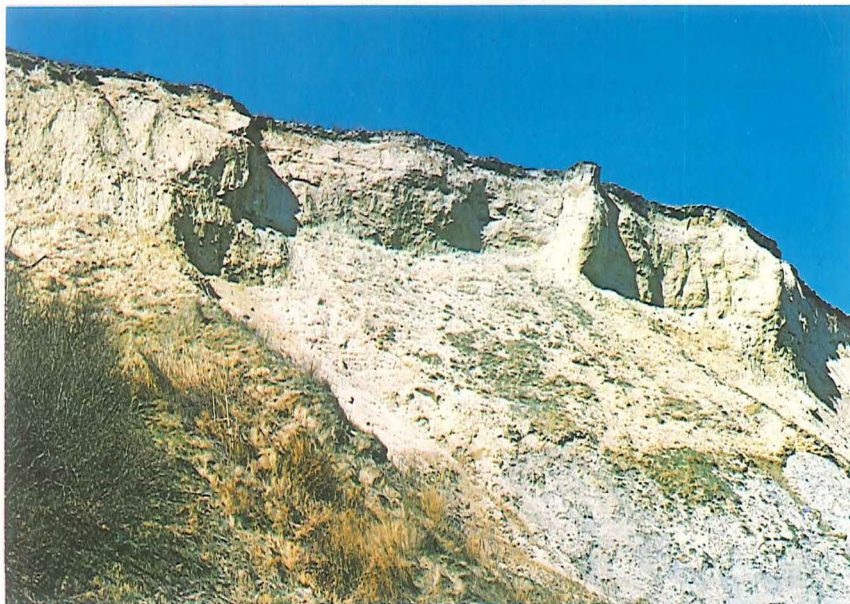
Allerøverst i klinten ses atter en morænebænk. Denne moræne består af fedt moræneler, hvis sten fortrinsvis udgøres af flint og kridt. Denne morænebænk er 3 meter tyk.

Af ovenstående fremgår det, at klinterne på Hvens sydkyster når en højde af 35 meter over Sundets overflade. Den beskrevne geologiske lagsøjle er de fleste steder ukomplet, og lagene er opfoldede og forkastede til næsten ukendelighed. Det er da geologens opgave, ud fra de gjorte iagttagelser, at give en troværdig forklaring på lagenes opståen, grunden til fremkomsten af de voldsomme forkastninger og foldninger samt det geologiske hændelsesforløb i øvrigt.

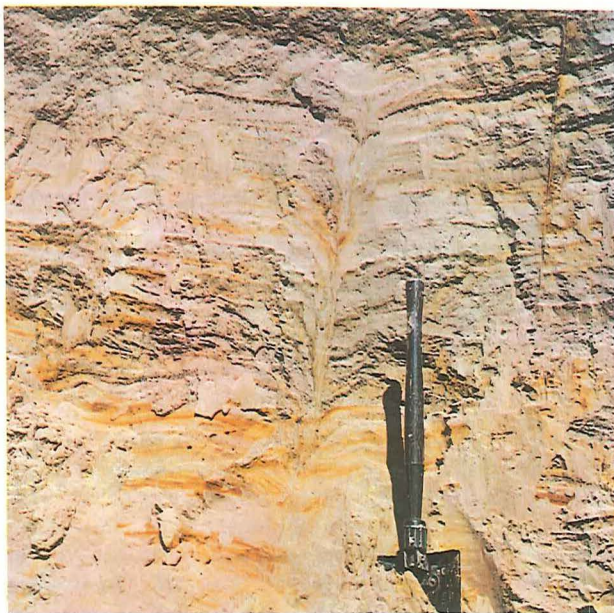
Det nederste grå ler antages i dag for at være fra den sidste del af den sidste mellemistid, Eem Interglacialtiden. Dette begrundes ud fra den fossile fauna af encellede dyr, der betegnes foraminiferer, som findes i denne aflejring. Leret, der er meget fedt, og som i fugtig tilstand synes næsten blåløst, er sandsynligvis afsat i et omtrent arktisk hav på 20 meters dybde. Materialet er bragt dertil i store mængder fra en nærliggende indlandsisrand, der har kælvet i havet. Stenene, som findes deri, menes at være tabt af smeltende isbjerge og -flager. Med tiden er vanddybden aftaget, vandet er blevet fersk, og leret er blevet afsat fint lagdelt.

Til sidst har havet trukket sig helt tilbage, og de sandede lag, der overlejrer leret, er blevet aflejret som flodsletter foran en fremrykkende isfront. Mellem de sandede lag ses flere steder op til metertykke lag af fint lagdelt ler vidnende om rolige sedimentationsforhold, i begrænsede søbassiner på flodsletten. I sandet ses gennemskårne strømrubber og bølgeslagsmærker (se Varv nr 3, 1971). Vandet antages at have løbet mod vest.

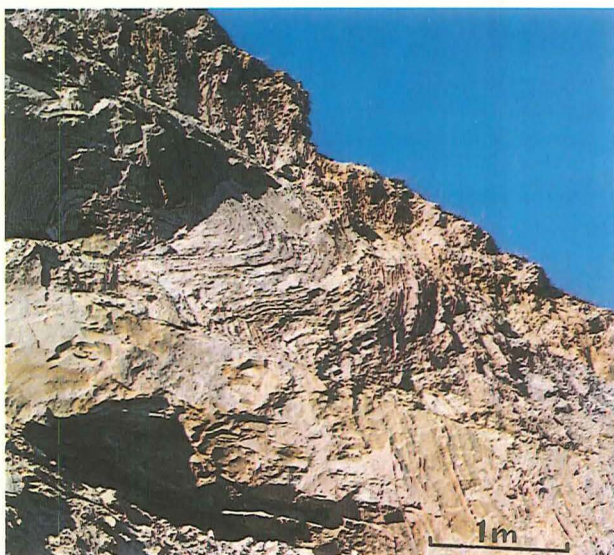
Det viser sig, at det er det nedre grå ler og den overlejrende formation af lagdelt sand, der er foldet og forkastet. Ingen steder ses de overlejrende morænebænke at indgå i de foldede lag. Ved at måle folderens akse, det vil sige, linien gennem den mest krummede del af folden, og ved at bedømme folderens udseende, ses at deformationerne er dannet som følge af et tryk fra øst. Dette er analogt med, at folderne i et gultæppe står vinkelret på den deformerende krafts retning, eventuelt en sko's



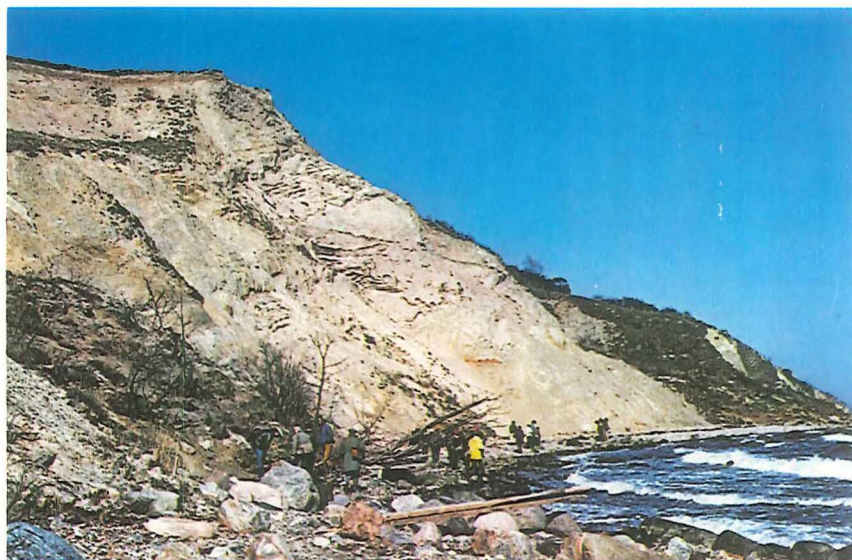
Figur 2. Klinten på Hvens sydligste pynt. Op til billedets midte ses det nedre grå ler. Herpå følger den sandede formation. Øverst ses de to morænebænke liggende i kontakt med hinanden.



Figur 3. Iskile fra lokalitet 1.



Figur 4. En del af folden på lokalitet 2 begrænset af to overskydninger.



Figur 5. Folden på lokalitet 2 set fra lokalitet 3.

tryk. Indlandsisen, der har foldet den førømtalte lagserie, antages derfor at være kommet fra øst og at have anbragt sin moræneaflejring over både foldede og forstyrrede partier af det nedre grå ler og den sandede formation. Morænen indhold af de førnævnte sten og blokke bestyrker den opfattelse, at isen er kommet fra Sveriges grundfjeldsområde, fra østlig retning.

Den overlejrende tynde serie mellem morænerne af lagdelt sand kan muligvis tages som tegn på, at denne østlige indlandsis har været borte, før den næste istunge trængte frem over området.

Det er en kendt ting, at sten i en bundmoræne i hovedsagen er orienteret parallelt med bevægelsesretningen af den is, der aflejrede morænen (se Varv ekskursionsfører nr 2). Stenene i den øverstliggende, kalk og flintholdige morænebænk, er for størstedelen orienteret nord-syd. Isen, der afsatte denne moræne, antages derfor at være kommet fra syd, hvor den i egnene syd for Hven har hentet kridt og kalk fra undergrunden. Denne indlandsis, som man har betegnet den ungbaltiske is, har afsat sin moræne over den omtalte lagserie af lagdelt sand eller blokhorisonten de steder, hvor lagserien er uforstyrret, men direkte i kontakt med det nedre grå ler og den ovenliggende formation af sand på steder, hvor disse lag er skubbet op og foldet. Det viser, at den ungbaltiske is har fjernet de øverste partier af det landskab, som blev overskredet.

I det følgende gives et forslag til en geologisk ekskursion på Hven.

Ekskursjonen indledes i Bäckviken (se figur 1), der året rundt har bådforbindelse med Landskrona. (Der er ikke offentlig forbindelse direkte til Danmark undtagen om sommeren, Sletten, Humlebæk). Den første del af turen forløber langs kysten, hvor stranden flere steder både er smal og stenet. Det er derfor anbefalelsesværdigt at være iført kraftigt fodtøj. Af geologiske hjælpemidler kan medbringes kompas og en graveske.

Det rette indtryk og forståelse af foldernes udseende får man kun ved at betragte forstyrrelserne i foldeaksernes retning. Som nævnt forløber foldeakserne omtrent nord-sydligt. Øens sydkyst, hvor det nedre grå ler og det ovenliggende sand er stærkt forstyrret, giver derfor de bedste muligheder for studiet af de opresninger og foldninger, som den fra øst kommende ismasse forårsagede.

Fra Bäckviken går man langs kysten mod syd til lokalitet nr 1. Her ses i den blottede kystklint nederst 4 meter sandet materiale, der underlejrer det gråblå ler med spredte let afrundede blokke. Den "omvendte" lagfølge er forårsaget af, at en flage af det nedre grå ler og det ovenliggende sand er skubbet op over den længere mod vest beliggende uforstyrrede lagserie. I det sandede materiale er der på denne lokalitet store muligheder for at iagttage såkaldte iskilestrukturer. Denne struktur, der fremtræder som en omtrent lodret smal sprække, udfyldt af ulag-

delt sand, gennemskærer sandlagene og bøjer dem til side. Iskiler tænkes dannet ved jordlagenes sammentrækning under ekstreme kuldegrader, hvorved jordoverfladen sprækker op i flere meter store polygoner (figur 3).

Fra lokalitet 1 går man langs stranden mod sydvest, hvor man gør holdt midt imellem lokalitet 1 og Hvens sydligste pynt. Det sted betegner vi lokalitet 2. I den over 30 meter høje kystklint findes et snit gennem en omtrent 20 meter høj liggende fold, overkippet mod vest (se figur 5). Denne struktur er af en sådan størrelsesorden, at man næppe kan få indtryk af den fra den smalle strandbred. Ved at kravle 10-15 meter op ad den relativt stejle kystklint kan man se sektioner af lerede dele af folden brudt i stykker af næsten horisontale forkastninger, såkaldte overskydninger. De enkelte sektioner er overskudt 3-4 meter mod vest i forhold til den underliggende. En af de omtalte sektioner ses på figur 4. Den øverste del af folden, foldekammen, er brat afskåret af den øverstliggende ung-baltiske morænebænk.

Fra lokalitet 2 går man videre langs stranden til øens sydligste pynt, hvor den nævnte nogenlunde komplette lagserie kan iagttages (se figur 2). Hvis man fra denne lokalitet ser i nordøstlig retning, imod lokalitet 2, ses i kystklinten den store fold gennemskåret skråt på foldeaksens retning (se figur 5).

Fra lokalitet 3 går man mod nordvest forbi Duellpladsen, hvor en sejlkub har indrettet teltplads på en stenet terrasse i kystklinten. Terrassen er sandsynligvis en hævet kyst fra Stenalderens Litorinahav.

Ved Møllebækkens udløb ses resterne af en dæmning, der på Tycho Brahes tid opdæmmede åens vand, og i hvis nærhed der lå en papirmølle.

Ved at gå længere mod nordvest langs kysten når man 300 meter syd for byen Kyrkbacken, atter til blottede kystklinter (lokalitet 4). Klinterne viser i det mindste tre mere end 50 meter tykke flager af det nedre grå ler og det overliggende sand, skubbet hen over hinanden af et tryk fra øst. Over disse skråtstillede lag ses den ung-baltiske morænebænk, der ligger horisontalt og brat afskærer den sandede formation. I sandet ses underordnede lag af fint lagdelt ler, nogle steder brudt i stykker og overskudt mod vest.

Fra Kyrkbacken kan man i sommertiden sejle til Sletten og Humlebæk. Hvis man dog endnu har noget energi i behold, kan man følge lan-devejen ind over øen tilbage til Bäckviken.

Midt på øen, beliggende på Hvens højeste punkt, findes ved lan-devejen rester af Tycho Brahes slot Uranienborg og hans underjordiske observatorium Stjerneborg.

God tur.

Leif Olof Rasmussen

