

FIGUR 1. Fire eksempler på landskabsformer i udkanten af Indlandsisen omkring Scoresbysund Fjord i Østgrønland. Øverst tv: Gammelt prækambrisk grundfjeld, som er eroderet til en plan flade, hvilket sandsynligvis er sket nær havniveau, fulgt af senere hævnning; fladen er gennemskåret af en glacial dal. Øverst th: Jurasiske sedimentære bjergarter, som er aflejret under havniveau, og som i dag findes i op mod 1000 m højde. Nederst th: Tertiære vulkanske bjergarter, sandsynligvis afsat nær havniveau fra tiden for Nordatlantehavets opståen. Sekvensen er op til 7 km tyk og når i dag højder af op til 3700 m. Nederst tv: Tertiære vulkanske bjergarter afsat over prækambrisk grundfjeld; sekvensen når højder af ca. 2000 m over havniveau; i forgrunden en seismograf, som har været installeret i to år mellem 2009 og 2011. Fotos: Hans Thybo.

# Bjergkæder i Grønland – sammenhæng mellem topografiske og geologiske processer

AF HANS THYBO

## 1. Indledning

De fascinerende grønlandske bjergkæder ved randen af Indlandsisen spænder over en række landskabsformer fra afrundede bjerge, der består af en serie op til næsten 4 milliarder år gamle bjergarter fra Jordens tidligste udvikling, til takkede unge bjerge, der består af omkring 50 millioner år gamle vulkanske bjergarter fra det tidspunkt, hvor det Nordatlantiske Ocean opstod (figur 1). De gamle bjergområder har været eroderet ned til nær havniveau gennem udviklingshistorien, og mange områder har endda befundet sig under havniveau, så der har kunnet aflejres sedimentære bjergarter ovenpå. Alligevel findes grundfjeldsoverfladen i dag i højder op til flere tusinde meter over havniveau ved randen af Indlandsisen.

I det følgende vil jeg diskutere nogle aspekter af topografiens udvikling i Grønland, herunder spørgsmål som:

- Hvilke processer har ført til dannelsen af de grønlandske bjergkæder?
- Har eksistensen af bjergkæderne omkring Indlandsisen i Grønland betydning for isdækkets eksistens?
- Hvorfor er store dele af grundfjeldets overflade i det indre af Grønland beliggende under havniveau?

Den pladetektoniske model kan forklare de fleste geologiske fænomener, herunder eksistensen af bjergkæder som Himalaya, Alperne og Andesbjergene, men den kan ikke direkte forklare eksistensen af bjergkæderne omkring Nordatlanten, herunder de norske fjelde og bjergkæderne i Grønland. Årsagen til disse bjerges eksistens diskuteres ihærdigt blandt geologer og geofysikere. For at kunne besvare ovennævnte spørgsmål indsamler danske forskere i disse år nye data, som kan afdække de dybe strukturer under Grønland og Norge.

Indlandsisen i Grønland når helt til sydkysten, og det vil sige meget lavere breddegrader end for noget andet isdække på Jorden. Eksistensen af randbjergene sammenholdt med en meget lav varmestrøm fra Jordens indre kan have betydning for dette, ligesom klimatiske forhold og havcirkulation har betydning.

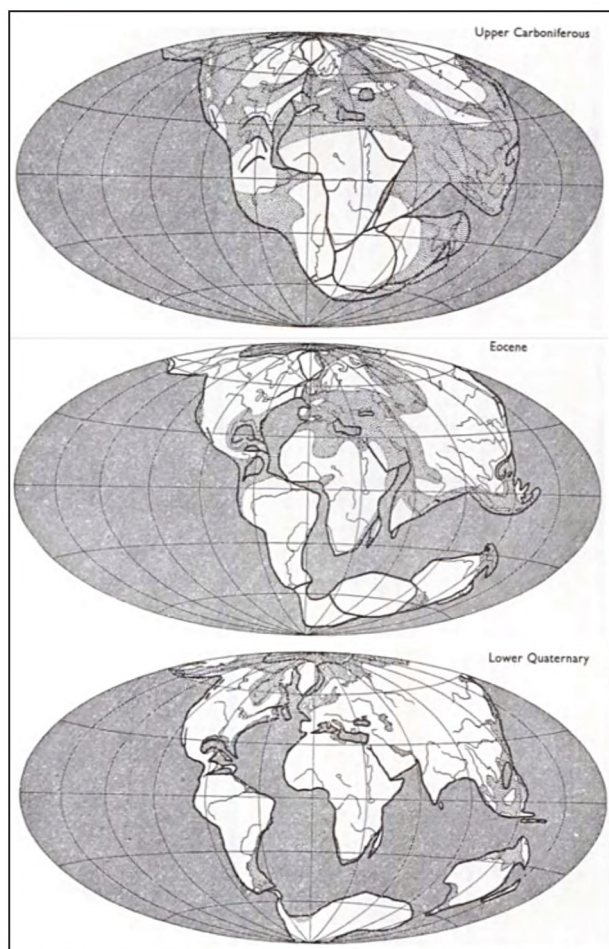
Det diskuteres, om isdækket i Grønland, over Polhavet og i Antarktis er på vej til at smelte bort. En sådan bortsmelting vil sandsynligvis medføre, at grundfjeldsoverfladen under isdækket i Grønland vil hæve sig, fordi vægten af isdækket forsvinder. Et åbent spørgsmål i denne forbindelse er, om en evt. bortsmelting af Indlandsisen vil føre til, at bjergkæderne vil sænkes eller hæves? Danske forskere leder et internationalt projekt, der skal skaffe datamateriale til belysning af dette spørgsmål.

## 2. Pladetektoniske processer

Accepten af den pladetektoniske teori i midten af 1960'erne var et paradigmeskift for geovidenskaberne. Betydningen af denne teori for geovidenskaberne er sammenlignelig med betydningen af Darwins teori for biologien et lille århundrede tidligere.

Teorien bygger på ideen om kontinentaldrift, som blev fremsat af Alfred Wegener i 1912. Alfred Wegener var en tysk meteorolog, som bl.a. deltog i Mylius-Erichsens Danmarksekspedition 1906-08 og J.P. Kochs ekspedition over Indlandsisen 1912-13. Det fortælles, at Wegener på Danmarksekspeditionen fik et moderne atlas i julegave, og at det kan have igangsat hans interesse for teorien. Wegener noterede sig, at kontinenterne på begge sider af Atlanterhavet passer sammen som brikker i et puslespil. Det ledte ham til at foreslå, at kontinenterne har hængt sammen, og på basis af en række senere analyser af palæontologiske observationer og tidligere isfremstødsretninger foreslog han, at der har eksisteret et »superkontinent« Pangea, som skulle have omfattet samtlige nuværende kontinenter (figur 2; Wegener, 1929).

På trods af et omfattende materiale var der stor modstand mod teorien, primært fordi der manglede en forklaring på, hvorledes kontinenterne kunne bevæge sig hen over oceanerne. Wegener var klar over, at dette spørgsmål krævede et svar, men han fandt ikke nogen tilfredsstillende forklaring og henholdt sig i stedet blot til udtryk som »kontinenterne pløjer sig gennem oceanerne«. Han skriver dog selv, at dette punkt udgør en svaghed i hans dristige teori, og tilfø-



FIGUR 2. Wegeners opfattelse af superkontinentet Pangea og dets senere opsplitting i de nuværende kontinenter (fra Wegener 1929). Senere forskning har vist, at Pangea i detaljer havde en anden form, men Wegeners kort har en slående lighed med nyere resultater.

jer, at hans ide om kontinentaldrift vil bestå, også selv om hans forklaringer af mekanismerne måske senere vil vise sig fejlagtige. Wegener omkom i 1930 sammen med grønlanderen Willumsen under en tysk ekspedition til Grønland, ledet af ham selv, da de rejste tilbage mod kysten efter at have undsat en gruppe, som skulle overvintre på »Eismitte«.

Det, der primært manglede for, at teorien kunne accepteres, var viden om forholdene under havoverfladen. Først efter afslutningen af 2. Verdenskrig havde det videnskabelige samfund tilstrækkelige data-mængder om havdybder og variation i magnetfeltet på oceanerne til, at den pladetektoniske teori kunne accepteres (se f.eks. Oreskes 1999 og 2001).

Den pladetektoniske teori bygger på en antagelse om, at Jordens overflade består af en række litosfæreplader (dvs. 50-400 km tykke plader bestående af faste, vanskeligt deformerbare bjergarter, som bevæger sig i forhold til hinanden og stort set kun deformeres

ved randene af pladerne. Der findes otte store og en række små plader. Pladerne består af både kontinental og oceanisk litosfære. Grønland og det vestlige Nordatlantiske Ocean udgør en del af den Nordamerikanske Plade, mens Danmark, Norge og det østlige Nordatlantiske Ocean tilhører den Eurasiske Plade. Den Nordamerikanske Plade bevæger sig mod nordvest og den Eurasiske Plade bevæger sig mod nordøst, hvilket leder til en udvidelse af Det Nordatlantiske Ocean. Denne udvidelse sker ved den Midtatlantiske Højderyg, hvor der løbende sker nydannelse af oceanisk litosfære ved opstigning af magma, som danner ny oceanbundsskorpe. Selv om Island er beliggende over havoverfladen, anses øen for at bestå af oceanisk litosfære. Reykjanæshalvøen udgør således en del af den Nordatlantiske Højderyg, og der dannes da også løbende nyt litosfæremateriale på Island ved vulkansk og magmatisk aktivitet.

Det er hensigtsmæssigt at opdele litosfærepladerne i en øvre del, skorpen, og en nedre del, den litosfæriske kappe. Normalt har geologer kun adgang til direkte studier af bjergarter i skorpen, og det er endnu ikke lykkedes at gennembore skorpen ned til kappen. En spændende nyudvikling er undervejs, idet det internationale oceaniske boreprogram i løbet af de kommende år vil forsøge at gennembore skorpen i Stillehavet ud for Mellemamerika. Til direkte studier af kappen findes der indtil videre kun sporadiske brudstykker af kappen, som enten er bragt til overfladen ved tektoniske eller magmatiske processer, og vores viden om kappen (og Jordens kerne) stammer derfor stort set fra indirekte observationer, baseret på udbredelsen af seismiske bølger samt variationer i tyngdefelt, magnetfelt og varmestrøm. Litosfærepladerne er faste og stive, også på geologisk tidsskala, så der sker kun væsentlig deformation ved pladegrænserne, hvorimod den underliggende asthenosfære kan deformere plastisk på geologisk tidsskala, selv om den er helt fast over for deformation på kort tidsskala (jvf. Artemieva, 2011).

### 2.1 Oceanisk litosfære

Oceanisk litosfære er forholdsvist simpelt opbygget, idet den dannes ved størkning af smelter ved de midt-oceaniske højderygge. Når de to sider af en højderyg driver fra hinanden, sker der en trykaflastning i spredningszonen mellem de to litosfæreplader. Nogle af de underliggende bjergarter smelter, fordi de udsættes for et fald i trykket, og smeltet materiale flyder opad fra dannelsesdybden i kappen, fordi det er lettere end

de omgivende bjergarter. Under normale tryk- og temperaturforhold vil de tilførte smeltemængder danne nyt materiale (bjergarter) ved overfladen i en løbende proces, hvorved den nydannede oceaniske skorpe får en tykkelse på omkring 7 km. Den nydannede skorpe og den direkte underliggende asthenosfære afkøles under transporten væk fra højderyggen, hvilket leder til, at en del af den underliggende asthenosfære ændrer karakter til litosfæremateriale. Herved øges tykkelsen af den oceaniske litosfære med tiden og med afstanden fra spredningsryggen. Det menes, at den oceaniske litosfære kan blive op til 100-150 km tyk, selv om den oprindelige oceaniske skorpe kun udgør de øverste 7 km.

En væsentlig faktor for accepten af den pladetektoniske teori var opdagelsen i 1960'erne af magnetiske lineamenter (striber) i oceanbundskorpen. Oceanisk skorpe indeholder store mængder af jernholdige mineraler, som er magnetiske. Når smelterne størkner ved højderyggen, vil materialet blive magnetiseret i samme retning som Jordens magnetfelt på stedet. Jordens magnetfelt ændres løbende. F.eks. har den magnetiske nordpol i det nordlige Canada flyttet sig ca. 10° mod nord gennem de seneste 100 år, og i øjeblikket flytter den sig mod nord med ca. 60 km årligt. Gennem Jordens udvikling er der også sket særdeles hurtige ændringer, hvorved de magnetiske nord- og sydpoler har byttet plads. Da de oceaniske plader løbende bevæger sig væk fra spredningsakserne, vil polariteten af magnetiseringen skifte med afstanden fra akserne svarende til tidsforløbet mellem polaritetsskiftene og spredningshastigheden, og denne effekt kan måles.

Da man kan datere vulkanske bjergarter, giver dette mulighed for at rekonstruere pladebevægelserne gennem geologisk tid. Desværre er den ældste nuværende oceaniske litosfære kun ca. 160 millioner år gammel, så vi kan derfor kun bruge sådanne observationer til at rekonstruere pladebevægelserne i en ganske kortvarig del af Jordens 4,5 milliarder lange udviklingshistorie.

Når der nydannes oceanisk litosfære ved højderyggen, må der også forsvinde litosfæremateriale. Det sker ved de såkaldte subduktionszoner, ofte nær randene af kontinenterne, hvor oceanisk litosfære dykker ned under kontinentet, men oceanplader kan også subduceres under andre oceanplader. Gnidningen mellem den subducerende plade og den omkringliggende kappe giver anledning til udløsning af de kraftigste observerede jordskælv som dem, man iagttager ved Japan, Indonesien og vestkysten af Sydamerika.

Gnidningen mellem den subducerende og den øvre plade forårsager også dannelsen af dybhavsgrave, der kan blive op til 10 km dybe. Dybhavsgravene og de oceaniske spredningszoner udviser meget specielle betingelser for liv, og man finder en meget divers biologisk artsrigdom på disse steder.

## 2.2 *Kontinental litosfære*

Temperatur og tryk øges med dybden i Jorden, hvilket leder til opvarmning og ændringer i mineralsammensætningen af den subducerende litosfæreplade. Herved afgiver den subducerende plade noget af den væske, som blev optaget i pladen, mens den befandt sig ved overfladen. Denne væske sænker smeltepunktet for den eksisterende varme kappe over pladen, hvilket leder til delvis opsmeltning af ellers faste materialer. Kun de lettest smeltbare materialer smelter og stiger op mod overfladen, hvor de forårsager intensiv vulkanisme som i Andesbjergene, Indonesien, Japan, Mariana Øbuen og det Græske Øhav.

Den vulkanske aktivitet i subduktionszonerne er forskellig fra den såkaldt primitive smelteproces ved de oceaniske rygge, selv om der ikke nødvendigvis er forskel på de oprindelige smelters sammensætning. Smelterne stiger ikke op i sprækkesystemer, som når til Jordens overflade, men fanges i den overliggende litosfæreplade, hvis skorpe kan have samme eller lavere densitet (tæthed, massefylde) som smelten. De resulterende magmakamre størkner over lang tid, så der sker en trinvis størkning, hvor de mineraler, der har det højeste smeltepunkt, krystalliserer først. Varmen fra magmakamre kan endvidere smelte dele af den eksisterende skorpe, især hvis subduktionen sker under kontinental skorpe. De først størknede bjergarter har normalt også den højeste densitet i smelten, således at den tiloversblevne smelte bliver lettere end udgangssmelten. Sådanne smelter, evt. tilsat let smeltbare dele af den oprindelige skorpe, kan fortsætte deres opstigning mod overfladen, hvor de danner vulkaner, hvis udbrudsprodukter er anderledes end den oceaniske skorpe. De vulkanske produkter, som når til overfladen, er derfor generelt lettere og har et højere silica- ( $\text{SiO}_2$ )-indhold end basalterne i den oceaniske skorpe. Disse processer leder bl.a. til dannelsen af granitter ved overfladen.

Tilsammen udgør processerne i de oceaniske spredningsrygge og subduktionszoner et effektivt filter til at separere smeltematerialerne i en skorpe med lav densitet og en kappe med høj densitet. Den nydannede kontinentale skorpe har lavere densitet

end nydannet oceanisk skorpe, hvilket forklarer, hvorfor det er den oceaniske skorpe, som forsvinder i subduktionszonerne. Man har indikation for, at sådanne processer har fundet sted gennem 2,5-4 milliarder år, og den kontinentale skorpe og litosfære dækker i dag omkring 30% af Jordens overflade. Pga. den lave densitet sker det kun yderst sjældent, at kontinental skorpe og litosfære subduceres dybt i kappen.

### 2.3 Pladetektonikkens drivkræfter

De beskrevne to processer (havbundsspredning og subduktion) kan også forklare, hvilke fysisk-kemiske processer der udgør de væsentligste drivkræfter bag pladetektonikken. Ultimativt skyldes Jordens indre dynamik varmeudveksling mellem forskellige områder. Varmeproduktionen skyldes stort set to fundamentale processer: 1) radioaktive henfald, som primært sker i skorpen, idet de radioaktive elementer bringes til overfladen ved smelte-filtreringen, og 2) størkning af Jordens flydende ydre kerne ved overfladen af den indre faste kerne; denne proces afgiver varme, der bringes op mod Jordens overflade. Der findes en række konkrete fysiske processer, som kan drive den tektoniske udvikling, men al forskning peger i dag på to processer som de vigtigste:

1) Bjergarterne i den subducerende plade gennemgår en række metamorfe faseovergange, hvorved de oprindelige bjergarter omkrystalliserer til andre bjergarter med tættere krystalstrukturer og dermed højere densitet end det oprindelige materiale. Herved bliver den subducerende plade tungere end de omgivende kappebjergarter, hvilket medfører, at tyngdefeltet trækker pladen nedad mod større dybde, således at denne del af den oceaniske plade trækker resten af pladen med sig hen imod subduktionszonen og altså væk fra spredningsryggen.

2) Spredningszonerne i oceanerne findes i højderygge med lille havdybde i forhold til de dybe oceaner, som ofte er 4 km dybe. Det betyder, at højderyggen udgør ganske høje bjergkæder i oceanerne. Sådanne bjergkæder er ustabile pga. tyngdefeltet, der betinger, at deres sider påvirkes af horisontale kræfter væk fra højderyggen. Effekten er analog til de kollaps, der sker, når børn bygger for stejle sandslotte på stranden. Disse kræfter kan have betydelig størrelse og skubber således den oceaniske litosfære væk fra spredningsryggen.

Der gennemførtes i 1990'erne et stort internationalt forskningsprogram (International Stress Map Project), hvor man gennemførte målinger af stress-tilstan-

den i litosfærepladerne, især på kontinenterne. Herved fik man indsigt i retning og størrelse af de horisontale kræfter, som påvirker pladerne. Det viste sig, at de altovervejende kræfter svarer til forudsigelserne fra de to beskrevne hovedkræfter for pladetektonikken. Tilbage i 1960'erne var formodningen, at drivkraften bag pladetektonikken var gnidning mellem litosfærens bund og konvektionsstrømme i kappen (under litosfæren), som tilskrives varmeudveksling mellem forskellige dele af Jordens indre. Denne antagelse er dog senere blevet opgivet, idet beregninger viser, at sådanne kræfter slet ikke er tilstrækkelige til at flytte pladerne.

Vi har således i dag gode beskrivelser af, hvorledes de pladetektoniske processer virker, når de først er startet. Derimod findes der endnu ikke velunderbyggede teorier for, hvorledes det pladetektoniske system opstod. Den tidlige Jord bestod for ca. 4,5 milliarder år siden af smeltet materiale. Pga. tyngdekraften adskiltes smelterne i (inderst) den flydende kerne bestående af de tungeste elementer, dvs. primært jern og nikkel, og (yderst) en kappe bestående af lettere materialer, som blev til egentlige bjergarter. Det er også sandsynligt, at nogle af de letteste elementer søgte mod overfladen, hvor de første plader skabtes ved størkning. Hvorfor de nydannede plader begyndte at bevæge sig i forhold til hinanden, og hvorfor de begyndte at subducere under hinanden, er stadig ubesvarede spørgsmål. Der gennemføres for tiden en række beregninger, som muligvis ad åre kan bidrage med svar på disse spørgsmål.

### 2.4 Riftprocesser og begyndende oceanbundsdannelse

Selv om vi ikke ved, hvorledes pladetektonikken begyndte, findes der i dag betydelig viden om, hvorledes nydannelse af oceaner foregår. Oceanerne udgør forbindelsen mellem kontinenterne. Oceanerne er geologisk set unge i forhold til kontinenterne, og hvis der har eksisteret superkontinenter, må der også findes en proces, som kan føre til en opdeling af kontinenter i to dele med et ocean imellem.

Det bedst kendte eksempel, hvor sådanne processer er aktive i dag, er nok området omkring den Østafrikanske Riftzone og det Røde Hav. Enhver som har besøgt Karen Blixens afrikanske farm uden for Nairobi, vil kunne genkalde sig den fantastiske udsigt over Kenya Riftten. Her ser man en næsten 1 km høj skrænt fra farmen på højsletten ned til riftdalen. Skrænten er en af hovedforkastningerne i riftsystemet, og det er fascinerende at tænke på, at den fortsætter langt ned un-



FIGUR 3. Øverst: Forkastninger ved randen af Den Østafrikanske Riftzone set fra Karen Blixens farm uden for Nairobi. De vertikale skrænter er 500-1000 m høje og fortsætter som forkastninger 5-10 km nedad som grænse mellem på den ene side grundfjeldet og på den anden side senere afsatte sedimenter og vulkanske bjergarter. Nederst: Hovedforkastningen ved den sydlige del af Baikalriftzonen, som udvikler sig midt i Sibirien. Sådanne unge forkastningszoner er oftest stejle og plane. Fotos: Hans Thybo.

der jordoverfladen. Langs denne forkastning er bunden af riftdalen gennem de seneste ca. 30 millioner år sunket mindst 5 km ned under den nuværende overflade, og det derved skabte hul (riftgraben) er blevet fyldt med sedimenter, der er eroderet fra højlandet, og vulkanske bjergarter (figur 3).

Årsagen til dannelsen af riftdalen er en strækning af litosfæren, enten pga. opvarmning fra neden og deraf følgende løft af overfladen, eller pga. kræfter, der transmitteres fra fjerne pladegrænser. Trykafslastningen fra strækningen – og måske også opvarmning fra neden – forårsager smeltning i kappen, hvilket re-

sulterer i vulkansk aktivitet, som kan observeres i selve riftdalen og på flankerne af riftstrukturen; to kendte eksempler er vulkanerne Mount Kenya og Kilimanjaro.

Længere mod nord, i Afar i det nordlige Etiopien, har strækningen været tilstrækkelig kraftig til, at smelterne ikke kommer til overfladen i lokaliserede vulkaner, men i stedet forekommer i langstrakte sprækker midt i riftdalen, nogenlunde som ved de midt-oceaniske spredningszoner. Det menes, at denne nordlige del af riftsystemet er tæt på at udvikle sig til et oceanisk spredningssystem, som det skete for 3-5 millioner år siden, da der opstod havbundsspredning i det Røde Hav.

Nordatlanten blev dannet ved tilsvarende processer. Her begyndte udviklingen for omkring 300 millioner år siden i forbindelse med opbruddet af superkontinentet Pangea. Strækningen og den vulkanske aktivitet skete over store områder, og først for omkring 55 millioner år siden blev den lokaliseret til en egentlig spredningszone, dvs. 200 millioner år efter begyndelsen af opbrudsprocessen. Denne langvarige proces har bla. ledt til dannelsen af Centralgraven i Nordsøen, hvori man finder de fleste af de kendte danske olie- og gasressourcer. Strækningen ledte også, på begge sider af Nordatlanten, til dannelsen af nogle op til 400 km brede kontinentale plateauer, som består af kontinental litosfære, der har undergået så kraftig strækning og udtynding, at deres overflade i dag befinder sig under havniveau. Disse plateauer (shelfen) fortsætter ud til de såkaldte kontinentskrænter ved overgangen til den oceaniske litosfære. Det bredeste plateau på den grønlandske side findes langt mod nord, hvorimod det på den europæiske side findes i den sydlige del af Nordatlanten.

### 2.5 Kollision mellem kontinenter

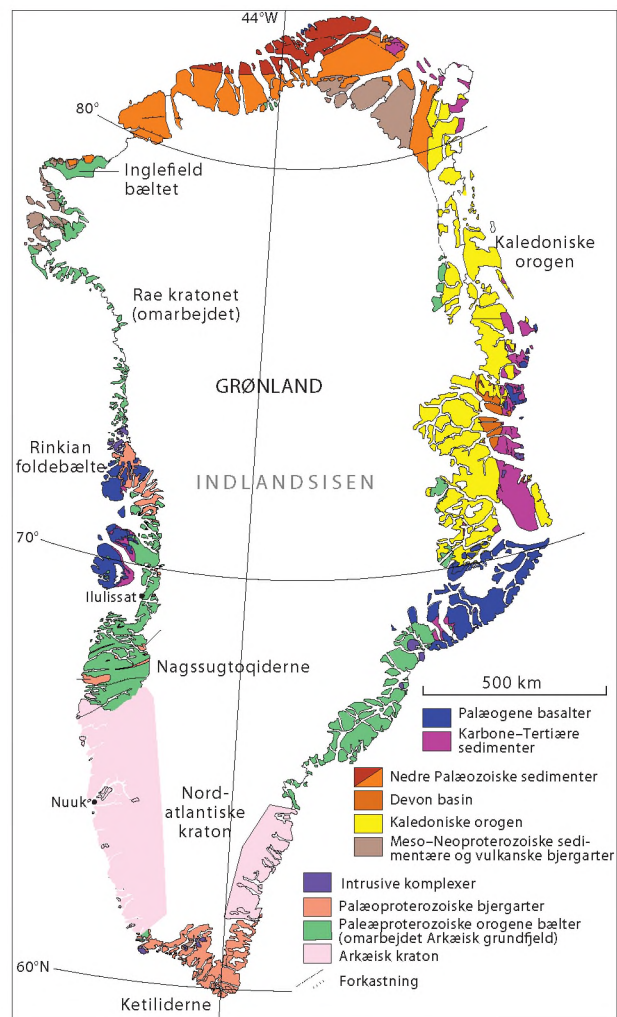
Hvis subduktionen for en oceanisk plade sker hurtigere end spredningshastigheden, eller hvis spredningen ophører, vil spredningszonen efter nogen tid forsvinde ned i subduktionszonen, hvilket vil føre til kollision mellem to kontinenter. Denne proces leder til dannelsen af bjergkæder langs hele kollisionssonen. Sådanne bjergkæder er ofte meget brede, idet de dannes ved, at det ene kontinent skyder sig ind under det andet, som det ses i Himalaya-Tibet-systemet, hvor den Indiske Plade skyder ind under den Eurasiske Plade. Dette sker sandsynligvis i et bredt bælte, hvor den Indiske Plade holder Tibetplateauet løftet pga. isostasi (se næste afsnit). I forbindelse med kontinent-

kontinent-kollision kan en del af det underskydende kontinent subduceres til stor dybde (>100 km), hvorved der kan dannes meget kompakte bjergarter, eklogit, som f.eks. findes ved overfladen omkring Bergen, i Pakistan og i Kina. Selv om den Indiske Plade er dybt begravet under den Eurasiske Plade, har processen endnu ikke ført til omdannelse af den nedre plade til tungere bjergarter, men det formodes at kunne ske i løbet af nogle millioner år, hvorefter Tibetplateauet vil falde ned til nær havniveau.

Grønland er blevet dannet ved en række kollisioner mellem kontinenter gennem den tidlige del af Jordens tektoniske udvikling. De ældste bjergarter i Grønland er 3,8 milliarder år gamle og findes i det arkæiske kraton (stabilt område) i det sydlige Grønland fra Jordens urtid (figur 4). Idet det meste af Grønland er dækket af is, er den præcise udstrækning af dette kraton og andre geologiske områder usikker. Da kratonet observeres ved både øst- og vestkysten, formoder man, at det er kontinuert under Indlandsisen. Det meste af den grønlandske skorpe er dannet meget tidligt i Jordens udviklingshistorie, generelt tidligere end for 2,5 milliarder år siden. Herefter indgik litosfæren i en række rift- og kollisionsbegivenheder, hvilket gentagne gange deformerede dele af kontinentet frem til for ca. 1,8 milliarder år siden, således at kun det arkæiske kraton i dag tilbagestår som relativt uforstyrret.

Store dele af bjergarterne ved overfladen i det nordlige Grønland er tidlige sedimenter og vulkanske bjergarter med aldre mellem 1,6 og 0,4 milliarder år, hvilket vidner om, at litosfæren nær kanten af Grønland har været udsat for en række rift-episoder.

Samlingen af det tidlige superkontinent, Rodinia, for omkring 900 millioner år siden betød, at Grønlands østkyst og Norges vestkyst kolliderede; Norge kan dog have været beliggende længere mod syd i forhold til Grønland end i dag. Efter opbruddet af Rodinia for ca. 600 millioner år siden bevægede kontinenterne Laurentia, inkl. Grønland, og Baltica, inkl. Skandinavien, sig uafhængigt, og roterede i øvrigt begge, indtil de samme sider af de to kontinenter igen kolliderede i den kaledoniske bjergkædefoldning for ca. 430 millioner år siden. Denne kollision var meget kraftig, og data viser, at den bjergkæde, der blev resultatet, kan have haft dimensioner af samme størrelsesorden som Himalayakæden har i dag. De øverste dele (sandsynligvis flere tital km) af bjergkæden er for længst eroderet bort, og vi kan i dag kun studere de nedre dele af skorpestrukturerne fra denne begivenhed. De dækker den nordlige halvdel af østkysten i Grønland, det meste af Norge og kontinentmarginer-



FIGUR 4. Geologisk kort over Grønland (efter A. Garde, GEUS). Det meste af grundfjeldet er fra Jordens urtid (Arkæikum), og store dele er senere blevet bearbejdet af geologiske processer. De yngste bjergarter er palæogene (tertiære) vulkanske bjergarter (fra tiden for Nordatlantehavets dannelse), som sandsynligvis er afsat nær havniveau, og som i dag når højder på op til 3700 m over havniveau.

ne på begge sider af Nordatlanten. Disse dele findes i dag ved Jordens overflade, fordi isostatisk kompensationskontinuerligt har bragt dem mod overfladen, efterhånden som overdækket blev eroderet bort. Højtryksbjergarter, eklogit, fra denne foldning finder man primært på den norske side af Atlanterhavet, omkring Bergen. Disse bjergarter har været subduceret til dybder omkring 100 km, inden de igen er blevet transporteret op til overfladen.

I de dele af Østgrønlands bjerge, der blev deformet ved den kaledoniske bjergkædefoldning, finder man sedimenter, som er aflejret under havniveau efter afslutningen af foldningen helt op mod Tertiærtiden, hvor den seneste vigtige geologiske begivenhed i

Grønland fandt sted, da det Nordatlantiske Ocean blev dannet. Der findes store mængder tertiære vulkanske udbrudsprodukter i det centrale Grønland, både i øst og vest. Gunnbjørn Fjeld (fig. 9) er med sin højde på 3707 m over havniveau det højeste bjerg i Grønland og højere end det højeste punkt på Indlandsisen (3200 m). Det består af vulkanske bjergarter fra den serie af udbrud, som skete, da Nordatlanten blev dannet. Den vulkanske serie menes at have en tykkelse på op til mindst 7 km og dækker alene i Østgrønland et område på 65.000 km<sup>2</sup>. Denne vulkanske serie udgør en del af en regional magmatisk provins, den Nordatlantiske vulkanprovins. Her findes de største mængder udbrudsprodukter ved overfladen i Grønland og i havet. Endnu større smeltmængder er dog sikkert størknet inde i skorpen og findes i dag bl.a. dybt i skorpen, primært ved overgangene mellem kontinental og oceanisk skorpe.

Det har været foreslået, at den exceptionelt kraftige vulkanisme i Grønland for ca. 55 millioner år siden skyldtes, at Grønland passerede hen over en såkaldt kappediapir eller en hotspot. I kappediapirer stiger varmt materiale op mod overfladen fra stor dybde, måske fra Jordens flydende kerne i ca. 3000 km dybde. Man har endnu ikke påvist diapirernes eksistens, men deres tilstedeværelse vil kunne forklare en række geologiske fænomener, som ellers vanskeligt lader sig begribe. Hvis en kappediapir har bidraget til den kraftige vulkanisme i Østgrønland, vil den i dag befinde sig under Island, og det kan forklare, at Island ligger over havniveau, og at der har været exceptionelt kraftig magmatisk aktivitet dér i de seneste 30 millioner år.

### 3. Isostasi

De faste litosfæreplader flyder oven på den - på geologisk tidsskala - bløde asthenosfære. Det betyder, at topografien vil være variabel, hvis der findes laterale forskelle i densitet og tykkelse af en litosfæreplade. Effekten kan sammenlignes med, hvordan isbjerge flyder i vand. Det er velkendt, at kun ca. 10% af et isbjerg stikker op over havoverfladen, mens 90% befinder sig under havoverfladen. Forholdet 1:9 skyldes, at is har ca. 10% mindre densitet end flydende vand. Archimedes' princip indebærer jo netop, at vægten af den fortrængte væskemasse svarer til massen af det flydende legeme.

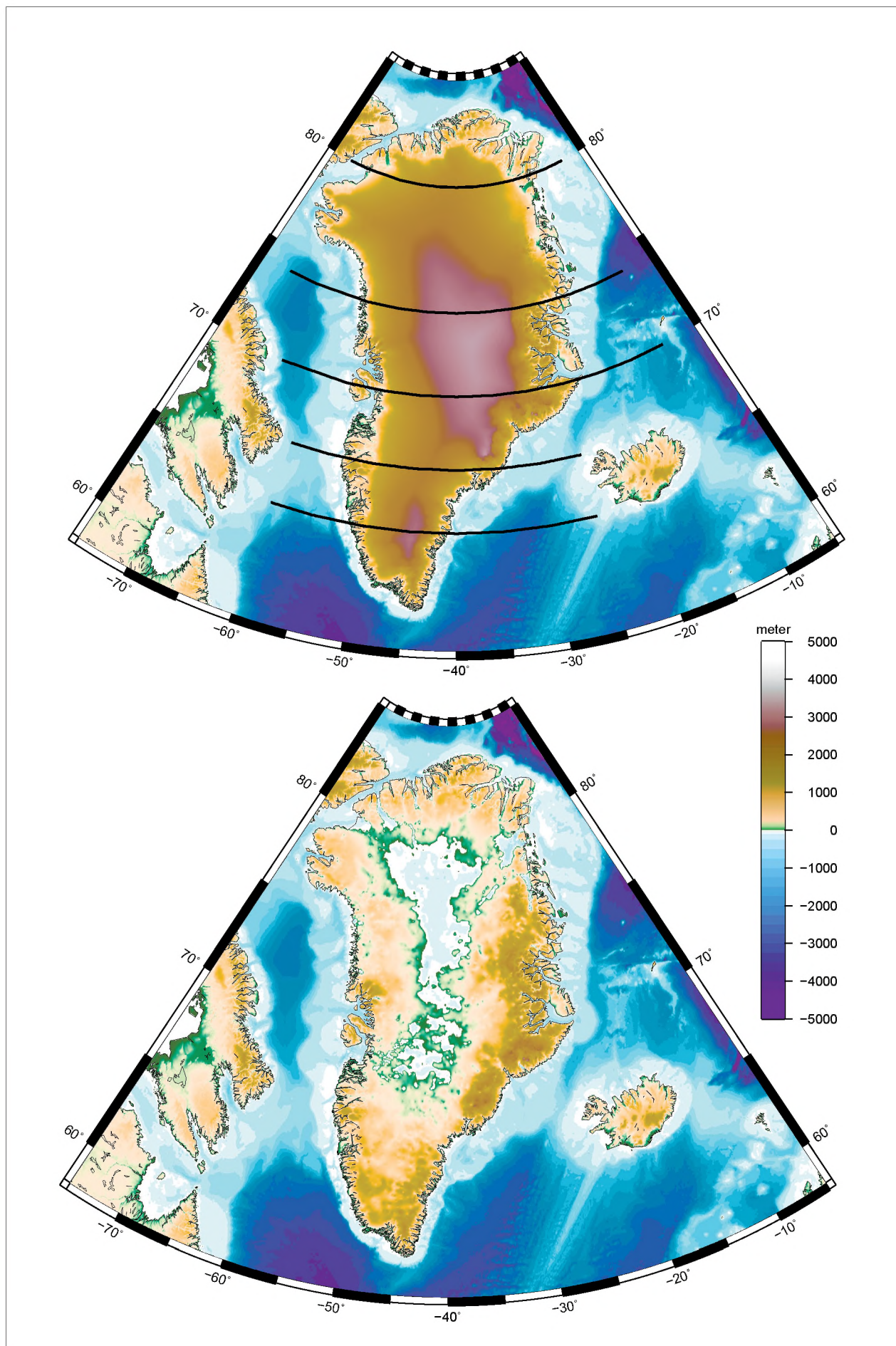
Ideen om, at bjerge kan være i isostatisk ligevægt med omgivelserne, kan tilskrives en gruppe engelske geodæter, som i slutningen af 1800-tallet opmålte det nordlige Indien. Efter en lang serie målinger viste det

sig, at man ikke fandt samme højde over havniveau for målinger i samme punkt ved begyndelsen og afslutningen af en måleserie. Det blev foreslået, at fejlen kunne skyldes, at lodlinjen ikke svarer til retningen mod Jordens centrum, fordi den systematisk bliver afbøjet mod nord pga. massetiltrækningen fra Himalayakæden nord for måleområdet. Efter en gennemregning, hvor man korrigerede for denne afvigelse, ændrede fejlen fortegn og blev mindre. Det ledte en af de engelske geodæter, G.B. Airy, til at foreslå, at den resterende fejl kunne tilskrives, at skorpen er fortykket under Himalayakæden. Skorpen består jo af relativt let materiale, og en ekstra tyk skorpe kan holde bjergene løftet. Derved forklares bjergkædens store højde. Ved at korrigere målingerne på basis af denne antagelse kunne man reproducere resultaterne. Man kalder derfor denne form for skorpeligevægt for Airy-isostasi.

Det har vist sig, at densiteten af både skorpen og den litosfæriske kappe er lateralt og vertikalt variabel, og at ikke alle områder er i isostatisk ligevægt, som det antages i Airy modellen. Det har endda vist sig, at end ikke Tibet plateauet og Himalaya kæden er i isostatisk ligevægt, hvilket kan forklare, at området stadig hæver sig. En anden mulig faktor for isostatisk uligevægt er strømningsmønstre i kappen under litosfæren: Hvor strømretningen er nedad, vil den trække litosfæren nedad og dermed sænke topografien, hvorimod det modsatte sker hvor strømretningen er opad, og hvor topografien altså hæves. Dette kan f.eks. forklare, at Island befinder sig over havniveau, hvis der findes en kappediapir under den.

Idet litosfæren er fast, besidder den en vis stivhed imod bøjning. Derfor gælder isostatisk beregninger ikke altid lokalt, men kun for områder med en vis størrelse. Størrelsen afhænger af litosfærens stivhed. Et velkendt eksempel er landhævningen i Skandinavien siden den seneste istid. Det menes, at isdækket var tykkest i det nordlige centrale Skandinavien. Vægten af isdækket tyngede litosfæren ned i den underliggende asthenosfære. Da isen smeltede bort, begyndte området at hæve sig igen, og med størst rate dér, hvor dækket havde været tykkest. Området omkring den nordlige del af Bottenbugten har således hævet sig adskillige hundrede meter (300-800 m) siden istiden og hæver sig stadig med ca. 1 cm årligt. Når en del af litosfæren synker ned pga. vægten af den overliggende ismasse, må der være andre områder, hvor overfladen hæver sig. I disse områder vil det modsatte ske, når isen smelter bort. Vippelinjen mellem de to områder går tværs gennem Danmark. Det betyder også, at vi i





FIGUR 5. Øverst: Grønlands topografi, som når højder på op til 3707 m i Gunnbjørn Fjeld i det centrale Østgrønland. Indlandsisen når højder af 3200 m og er højest i det centrale østlige Grønland og til dels i det sydlige Grønland. Linjerne angiver placeringen af de profiler, der vises i figur 6. Nederst: Grundfjeldets topografi, dvs. topografien, hvor isdækket er fjernet. Bemærk, at dele af grundfjeldsoverfladen i det nordlige centrale Grønland er beliggende under havniveau, hvilket tolkes som en effekt af isdækkets vægt.

Danmark kun mærker en svag effekt af landhævningen, selv om den er målbar, også i Danmark.

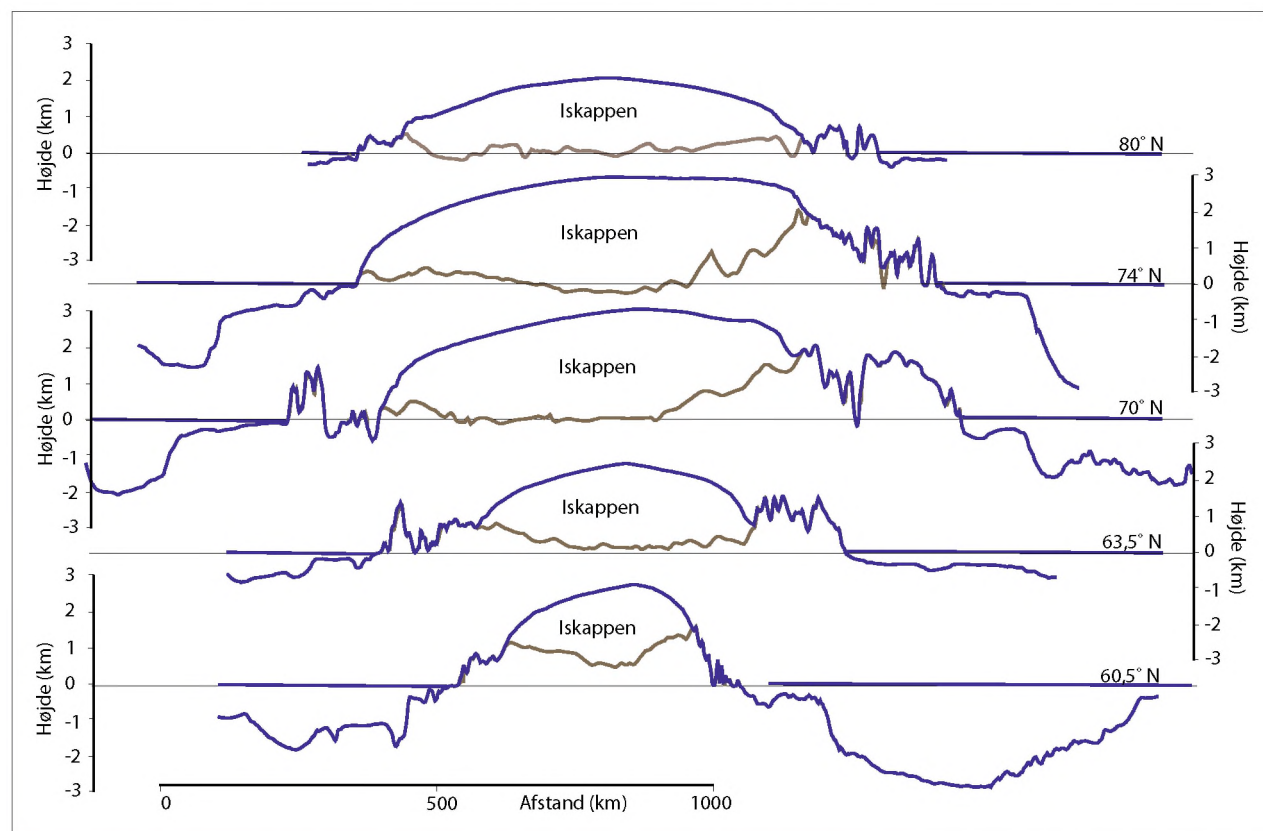
#### 4. De gådefulde nordatlantiske bjergkæder

Grønlands topografi er domineret af isen, som dækker omkring 80% af overfladen. De højest beliggende områder, hvor isens overflade befinder sig mere end 3000 m over havniveau, udgøres af den centrale og til dels sydlige del af iskappen (figur 5 øverst). Den højest beliggende del af isdækket findes ved »Summit« omkring midten af isdækket, hvor højderne når over 3200 m. Bjergkæderne i udkanten af isdækket når generelt ikke samme højder, udover i den vulkanske provins i Østgrønland. Uden for kysten strækker de lavvandede områder (det kontinentale plateau) sig ud i de omgivende have, Nordatlanten og Baffin Bugten, især ud for de nordøstlige og vestlige kyster, hvor der er langt fra kysten ud til den oceaniske litosfære.

Grundfjeldsoverfladens topografi (figur 5 nederst, figur 6) er generelt væsentligt lavere end isen, med undtagelse af randbjergene. I den centrale østlige del omkring Gunnbjørn Fjeld i det vulkanske område fra

tiden for Nordatlantens dannelse når enkelte tinder over isens overflade, bl.a. som nunatakker (bjergtoppe, der rager op gennem Indlandsisen) langt inde i landet. Høje bjerge dækker kystområderne i det meste af Østgrønland og den sydlige del af Vestgrønland, samt dele af Nordgrønland. Disse højtliggende områder dækker geologisk set hele serien af grundfjeldstyper, og der synes ikke at være nogen direkte sammenhæng mellem alder og topografi.

Bjergene når højder af 1500-3700 m i de forskellige områder, på trods af at de er beliggende langt fra nogen aktiv pladegrænse, idet den nærmeste pladegrænse findes ved spredningsryggen i Nordatlanten. De norske fjelde er ligeledes beliggende langt fra aktive pladegrænser. Den pladetektoniske model giver derfor ikke nogen direkte forklaring på eksistensen af bjergkæderne. Dette udgør et enigma, en gåde, for geovidenskaberne. Mulige forklaringsmodeller diskuteres i disse år ivrigt blandt geovidenskabelige forskere, og der findes adskillige teorier for bjergkædernes opståen. Desværre findes der endnu for få data til, at man fuldt kan underbygge eller afvise de enkelte forklaringer.



FIGUR 6. Topografiske profiler af overflade og grundfjeldsoverflade på tværs af Grønland langs linjerne vist i figur 5 øverst. Der observeres betydelig topografisk ændring fra det mere end 3000 m dybe Nordatlantiske ocean til isdækkets højde på 3200 m i det centrale Grønland (nulniveauet svarer til havniveau). Profilerne viser, at randbjergene kan have betydning for fastholdelsen af isdækket, selv om topografien er lav i det nordvestlige Grønland. Eksistensen af randbjergene kan også have betydning for nedbørsforholdene og dermed for tilførslen af materiale til isdækket.

Der har også hidtil manglet data, der kan vise, om bjergene stadig hæver sig, eller om de synker ned, enten fordi et dynamisk løft fra neden ændrer sig eller pga. erosion. Påvisning af landhævning kræver adgang til data optaget med høj præcision over store områder og lang tid. Derfor diskuteres omfanget af den nylige landhævning intenst (se f.eks. Japsen og Chalmers, 2000, og Anell et al., 2009). Forskere fra DTU-Space har gennem de seneste seks år ledet et internationalt samarbejdsprojekt, GNET, hvor man gennemfører GPS-målinger af landhævningen på 51 lokaliteter langs Grønlands kyster, primært for at kunne vurdere betydningen af den forventede afsmeltning af indlandisen (Khan et al., 2010). Målingerne har nu været gennemført tilstrækkelig længe til, at man kan analysere dem, og det viser sig, at alle kystområder i Grønland hæver sig med meget betydelige hævningsrater. De højeste hævningsrater findes i det centrale Østgrønland, hvor topografien allerede er højest, samt i det sydlige Østgrønland og det nordlige Vestgrønland. I disse områder er der ifølge oplysninger fra S.A. Khan målt rater på 2-3 cm/år, og det svarer til hævningsraterne i mange tektoniske bjergområder.

Man kan også få en indikation for gennemsnitlige hævningsrater gennem geologisk tid ved at studere sedimentaflejringer på det kontinentale plateau ud for kysten. Desværre findes der ikke tilstrækkelig gode data fra den grønlandske side af Nordatlanten til, at man kan konkludere noget om tidspunkter og rater for landhævningen gennem geologisk tid. På den europæiske side har man ved tolkning af seismiske data fra Nordsøen for nylig fundet, at der har været en serie hævningsperioder i Sydnorge. Denne konklusion er baseret på observationer af store sedimentmængder fra de berørte områder sammenholdt med en detaljeret analyse af tidspunkterne for aflejringen af de enkelte sedimentsekvenser. Man finder herved, at der siden Nordatlantens åbning har været tre hovedfaser i landhævningen: 1. omkring tidspunktet for åbningen, 2. for ca. 25-30 millioner år siden og 3. begyndende for 10 millioner år siden med en kraftig puls for 3-4 millioner år siden og muligvis stadig aktiv (Anell et al., 2009). Den sidste fase kan have været accelereret af nedisningen af Nordeuropa (Anell et al., 2010). Nedisningen har ført til øget erosion, især gennem udhulningen af de norske fjorddale. Herved er ca. 15% af den totale masse over havniveau i Sydnorge blevet ført ud i havet som sediment. Dette massetab er løbende blevet isostatisk kompenseret, så den oprindelige overflade har hævet sig og fjeldtinderne er blevet højere, selv om den »gennemsnitlige højde over hav-

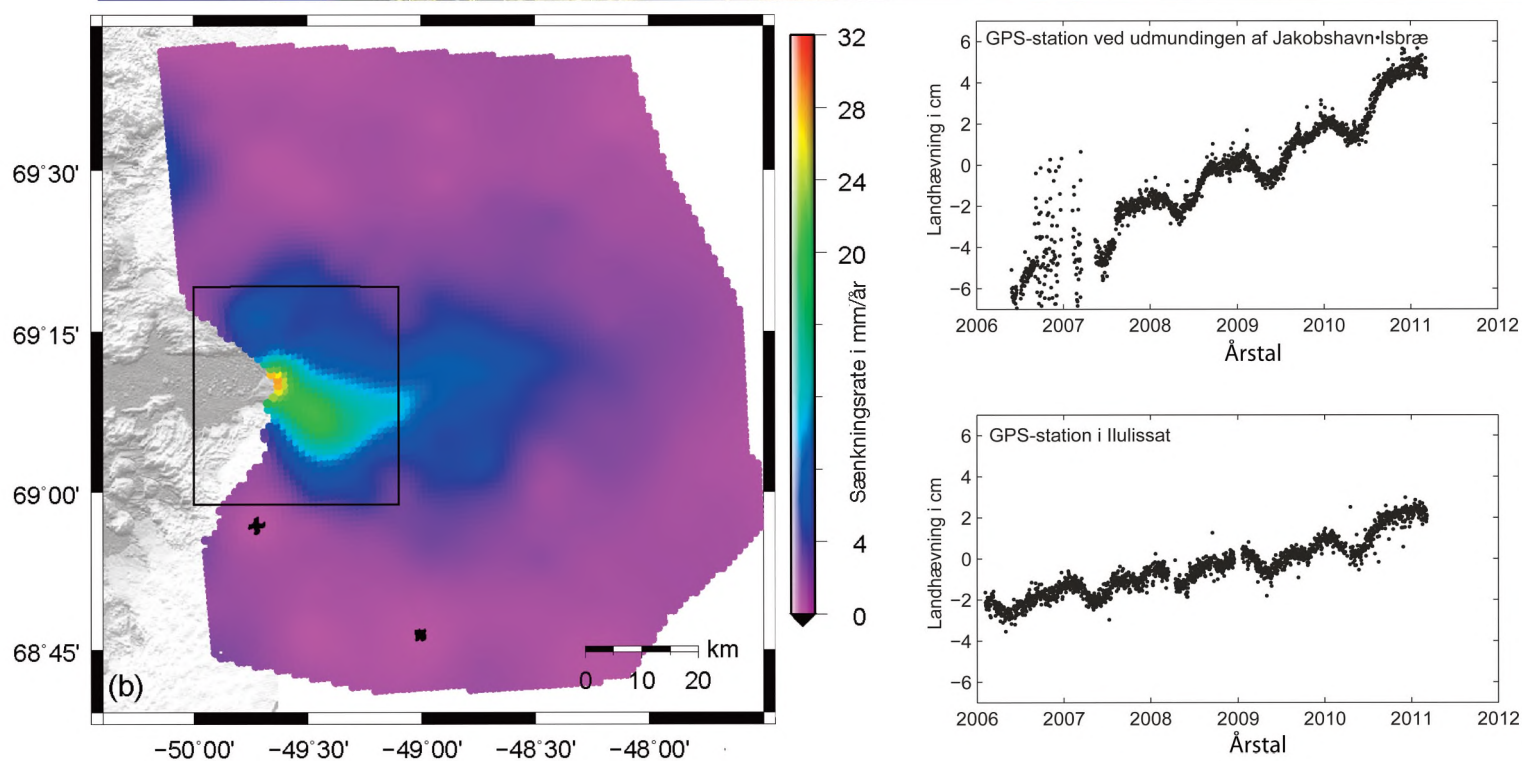
niveau« for hele området er blevet mindre. Resultatet er, at man observerer en tilsyneladende landhævning, som i realiteten er en landsænkning betinget af erosion.

De norske fjelde er sammenfaldende med det område, der har været påvirket af den kaledoniske orogese (bjergdannelse), dvs. hele Norge. Dette sammenfald har ledt nogle forskere til at foreslå, at bjergkæden i Norge har eksisteret gennem mere end 400 millioner år, og at erosionen løbende er blevet kompenseret gennem isostatisk hævning (Nielsen et al., 2002), således at man stadig finder et smukt norsk bjerglandskab. Der findes ingen unge sedimentære aflejringer over havniveau i Norge, så man kan kun finde indirekte modbeviser. De ovenfor nævnte studier antyder dog kraftigt, at fjeldområderne befandt sig nær havniveau omkring tidspunktet for Nordatlantens dannelse på samme måde som på den grønlandske side af Nordatlanten.

Vi har en anderledes detaljeret viden om Grønland fra direkte observationer af bjergarter i de nuværende bjerge. Bjergkæderne dækker som allerede nævnt områder, der tilhører hele serien af bjergartsaldre fra Archaikum til Tertiær, herunder unge sedimentære aflejringer og tertiære vulkanske bjergarter. Sedimenterne blev aflejret under havniveau, og det menes, at de tertiære vulkanske udbrud skete nær havniveau (Brooks, 2011). Vi ved altså, at bjergarterne har befundet sig nogenlunde i niveau med havets overflade ved tiden for Nordatlantens åbning, og at bjergkæderne er dannet ved efterfølgende landhævning.

Der findes en lang række hypoteser om årsagerne til landhævningen. Man har bl.a. fremført:

- Den formodede kappediapir under Island sender udløbere af varmt materiale ind under kontinenterne, og opvarmningen fører til landhævning.
- Den magmatiske aktivitet i forbindelse med Nordatlantens dannelse har afsat store mængder af lette bjergarter ved bunden af skorpen under bjergkæderne. Den isostatisk kompensation har ført til landhævning.
- Horisontale kræfter fra den midtatlantiske spredningsryg udløser tektoniske bevægelser ved bjergene.
- En mulig abrupt ændring i litosfæretykkelsen giver anledning til bevægelser i kappen, som medfører landhævning.
- Litosfæren i de gamle grundfjeldsområder har mindre densitet end andre steder, hvilket fører til et højt topografisk niveau.



FIGUR 7. Illustration af landhævning i Vestgrønland baseret på GPS-målinger.

Øverst: Kort over området omkring Jakobshavn Isbræ.

Nederst tv.: Sænkingsrate for isoverfladen i mm/år for Indlandsisen i området omkring gletcherens udmunding.

Nederst th.: Fem års GPS-målinger af topografien på to lokaliteter: KAGA ved gletcherens udmunding fra Indlandsisen (øverst) og ILUL (Ilulissat) i en afstand af ca. 50 km fra KAGA ved gletcherens udmunding i Diskobugten (nederst).

Det ses, at landoverfladen er blevet hævet med ca. 2 cm/år nær Indlandsisen, og at hævningsen er langt mindre ( $< 1$  cm/år) ved Ilulissat. Forskellene i hævningsstakt kan direkte relateres til afsmeltning af isdækket (Khan et al., 2010).

- Vægten af Indlandsisen løfter de omkringliggende bjergområder (men det modsatte kan også være tilfældet).

Der er næppe tvivl om, at flere af de nævnte faktorer har betydning. På det nuværende stadium af forskningen koncentrerer man sig om at indsamle data om de dybe strukturer i litosfæren og den underliggende asthenosfære. Nogle vigtige elementer i den aktuelle forskning er:

- at undersøge, om der er tilført magmatiske smelter ved bunden af skorpen,
- at bestemme tykkelsen og beskaffenheden af litosfæren,
- at påvise eller afvise mulige konvektionsstrømme i asthenosfæren, samt
- at teste, om der findes en kappediapir under Island.

Der indsamles data på begge sider af Atlanten, ofte i internationalt samarbejde.

## 5. Hvis Indlandsisen smelter

Det vil sikkert overraske mange mennesker, at grundfjeldsoverfladen i dele af det centrale Grønland er beliggende nogle hundrede meter under havniveau (jf. figur 6). Grønlands litosfære er gammel, og man forventer derfor, at den har betydelig tykkelse, hvilket også bekræftes af seismologiske data (Artemieva og Thybo, 2008). Litosfæren har gennemgået en række rift- og kollisionsprocesser, siden den blev dannet i Arktikum, hvilket forventeligt har reduceret dens densitet, idet disse processer fjerner jern fra kappen. På denne basis forventer vi, at grundfjeldsoverfladen har et ligevægtsniveau omkring 4-600 m over havniveau, som man finder det i store dele af Eurasien og Canada. Årsagen til fordybningen må derfor søges i tilstedeværelsen af isdækket.

Simple isostatiske beregninger viser da også, at vægten af isdækket, som i store områder er >3000 m tykt, i øjeblikket tynger overfladen omkring 800 m ned i forhold til en situation, hvor det ikke fandtes. Dette svarer til, at bjergartsoverfladen i det centrale Grønland vil hæve sig fra nogle 100 m under til omkring 6-800 m over havniveau, hvis al Indlandsisen forsvinder. Situationen er naturligvis mere kompliceret, idet den tykke litosfære besidder betydelig stivhed mod bøjning. Analogt til observationerne af landhævning i Skandinavien forventer vi, at nedbøjningen af det centrale Grønland kan observeres med aftagende

amplitude ud til de kystnære områder og længere ud i de fortyndede plateauer til havs, eller måske endda ud i de oceaniske områder. Vi har endnu ikke tilstrækkelig detaljeret kendskab til litosfærens struktur i Grønland til at kunne give et kvalificeret bud på, hvor langt denne deformation strækker sig. En evt. fremtidig afsmeltning af isen vil sandsynligvis føre til, at de omgivende bjergkæder hæves, men det kan også tænkes, at de vil sænkes - afhængigt af, om litosfærenedbøjningen når til kysten eller længere ud i havområderne.

Man kan formode, at eksistensen af randbjergene har betydning for fastholdelsen af isdækket. Uden randbjergene ville isen have haft frie muligheder til at flyde ud i de omliggende havområder. Dette sker i dag kun fra lokale gletschere. Litosfærens tykkelse og sammensætning kan ligeledes have haft afgørende betydning for fastholdelsen af isdækket. En meget tyk litosfære vil lede varmestrømmen fra Jordens indre ud mod siderne, hvilket vil reducere varmetilstrømningen i det indre af Grønland. Den gamle arkæiske skorpe kan endvidere have et meget lille indhold af radioaktive elementer, hvilket yderligere vil reducere varmeproduktionen. Lille tilførsel af varme fra neden og lav varmeproduktion i skorpen vil reducere varmestrømmen gennem Jordens overflade, hvilket vil kunne bidrage til fastholdelse af isdækket.

Det tidligere omtalte GPS-måleprogram har skaffet vigtige baggrundsdata for sådanne vurderinger. Forskerne kan nu konkludere, at alle kystnære områder i Grønland hæver sig med meget høje rater. Da der sker en afsmeltning af isdækket i det sydlige Grønland, kan dette tyde på betydelig stivhed i den grønlandske litosfære. Det er dog også muligt, at randbjergene hæver sig med høj rate af andre årsager, og at effekten af afsmeltningen, der vil føre til hævnning eller indsynkning, er svagere end denne anden proces. Forskerne har indtil videre påvist, at litosfæren hæver sig lokalt omkring gletschere, som trækker sig tilbage (figur 7; Khan et al., 2008).

## 6. Nye seismologiske undersøgelser i Grønland

Der er gennem de seneste ti år foretaget en intensiv indsamling af nye data til belysning af de dybe strukturer omkring de transatlantiske bjergkæder. Datainsamlingen har af logistiske og økonomiske årsager primært været koncentreret omkring Norge. Danske forskere fra Aarhus og Københavns universiteter har i den forbindelse taget initiativ til en omfattende



FIGUR 8. Fotografier fra to måneders ekspedition til toppen af Indlandsisen i sommeren 2011 for at indsamle de første seismiske data fra det centrale Grønland. Øverst: Lejr med boreudstyr, telte, forsyninger og brændstof. Midten tv: Lejr ved en semipermanent seismografstation med svag snefygning. Midten th: Solnedgang i slutningen af juli måned; det bliver lynhurtigt koldt, når solen forsvinder. Nederst tv: Deltagerne i ekspeditionen kørte ca. 20.000 km på snescootere. Nederst th: Installation af seismograf i sneen til optagelse af seismiske bølger fra eksplosioner. Fotos: Hans Thybo.

indsamling af geofysiske data i det sydlige Norge. Forskere fra begge universiteter har ligeledes i de seneste tre år samarbejdet om indsamlingen af de første lokale seismologiske data fra Østgrønland for at bestemme strukturen og tykkelsen af litosfæren i et område på 600 × 300 km fra kysten ind til midten af Indlandsisen.

Dataanalyserne er netop begyndt, og først i sommeren 2012 vil den fulde database blive etableret, når et hold fra Københavns Universitet har gennemført endnu en ekspedition til Indlandsisen for at hjemtage de sidste ti seismografer, der har været installeret på

isen de seneste tre år. De seismologiske data fra denne del af programmet indsamles ved, at man installerer et meget følsomt instrument, som kan måle jordrustelser fra nære og fjerne jordskælv med svingningsperioder op til 120 sekunder (dvs. instrumentet kan måle svingninger, der er så langsomme, at det varer 2 minutter for jordoverfladen at svinge en gang op og en gang ned). Instrumentet måler løbende og gemmer data elektronisk. Det indeholder et ur, som løbende opdateres med GPS-signaler, så alle data refererer til samme tidsskala. Gennem de 2-3 år, hvor instrumenterne



FIGUR 9. Gunnbjørn Fjeld (3707 m højt) er en del af fjeldmassivet Watkins Bjerge. Her set fra SSØ over en af de talrige gletschere ved randen af Indlandsisen. Fjeldmassivet består af vulkanske bjergarter fra Tertiærtiden. Foto: Margrethe Watt, Dansk Lithosfære Center.

har været installeret, er der blevet optaget signaler fra en række jordskælv rundt om i verden.

Data kan bl.a. bruges til at bestemme en model til 500 km dybde for den laterale og vertikale variation i seismisk hastighed (den hastighed hvormed seismiske bølger udbreder sig i mediet). Hastighederne er specifikke for skorpe, litosfærisk kappe og asthenosfære, så modellen giver umiddelbart oplysning om de parametre, som er nødvendige for at forstå årsagerne til landhævningen. I en anden type tolkning kan man bestemme dybderne til laggrænser mellem distinkte lag i kappen. Sådanne tolkninger giver direkte oplysning om skorpens tykkelse og om temperaturforhold ned til 600 km under overfladen.

I sommeren 2011 gennemførte en gruppe på seks forskere fra Københavns Universitet under forfatterens ledelse det første højopløselige seismiske eksperiment i det indre af Grønland. Gruppen opererede gennem to måneder selvstændigt på isen i det centrale Østgrønland med snescootere, slæder og telte under alle vejforhold, som inkluderede snestorme og temperaturer ned til  $-40^{\circ}\text{C}$ . Der var på forhånd lagt forsyninger ud: 12.000 l brændstof blev udlagt med fald-

skærm fra fly, og andre forsyninger, inkl. 5.000 kg dynamit, blev bragt ud med bæltekrøretøj.

Kilderne til de seismiske optagelser blev frembragt med eksplosioner i isen. På denne måde kan man opnå en kvalitativt anderledes høj opløsning af modellerne af skorpe-kappe-systemet end med jordskælvs-seismologi. Forskerne borede i alt 40 huller til ca. 75 m dybde på otte lokaliteter langs den 320 km lange profillinje fra midten af Indlandsisen til 2000 m-højdekonturen. Hvert hul blev ladet med 125 kg dynamit, som blev nedsænket i vand for at sikre god kontakt til den omgivende is. Hullet blev fyldt med vand i plastposer for at lukke det. Denne teknik frembragte nogle yderst effektive kilder, hvilket gør det indsamlede datamateriale unikt for de arktiske egne. Efter godt  $1\frac{1}{2}$  måneders forberedelse af kilderne blev der over to dage udsat 350 seismografer langs hele profillinjen til optagelse af seismiske rystelser fra eksplosionerne. Det tog de to sprængningshold seks timer at detonere de otte kilder (nemlig den tid, det tager at køre med snescooter fra midten af profilen til enden), hvorefter seismograferne kunne indsamles og data kunne gemmes på computere.

En foreløbig tolkning af datamaterialet viser, at skorpe-isostasi ikke kan forklare de topografiske variationer i området, idet skorpen er væsentlig tykkere under midten af Grønland end under bjergkæderne. Der må altså findes andre årsager til eksistensen af bjergkæderne. Resultaterne antyder også, at der under det centrale Grønland muligvis findes spor fra passagen af den kappediapir, som formodes at befinde sig under Island; passagen har i givet fald fundet sted for 55 millioner år siden.

## 7. Afslutning

Grønland giver ideelle betingelser for geologiske studier langs kysterne, hvorimod områderne under Indlandsisen stort set kun kan studeres med indirekte metoder. De første seismiske undersøgelser af Grønlands indre er blevet gennemført for nylig, og de har givet overraskende resultater, bl.a. at isostatisk kompensering ikke kan forklare eksistensen af bjergene langs Grønlands østkyst. Studier af sammenhængen mellem topografi, geologi og dybe strukturer i Jordens indre giver muligheder for et kvalitativt spring fremad i vores forståelse af processerne i Jordens indre og deres sammenhæng med udviklingen nær Jordens overflade. Det står klart, at der ikke findes nogen direkte sammenhæng mellem de geologiske strukturer i Grønland og den generelle topografi. I stedet bestemmes topografien primært af dybe processer og variationer i sammensætningen af Jordens kappe; men variationer i isdækkets tykkelse og omfanget af erosion i bjergområderne har også nogen indflydelse.

## Tak

Forfatteren ønsker at takke Lotte Melchior Larsen og Lars Nielsen for gennemlæsning af manuskriptet. S.A. Khan takkes for diskussioner af resultater af nylige GPS-målinger af topografiske ændringer i Grønland samt for figur 7. Adam Garde, GEUS, takkes for kortet i figur 4. Helene Anja Kraft takkes for udarbejdelsen af kort og profiler i

figurerne 5 og 6. Irina Artemieva takkes for dybtgående diskussioner af de dybe strukturer og betydningen af varmemestrøm fra Jordens indre. Tak til alle deltagerne i en række ekspeditioner til Grønland i perioden 2009-2012, ikke mindst til de fem andre deltagere i den to måneder lange og svære ekspedition i sommeren 2011.

## Litteraturliste

- Anell, I., Thybo, H., Artemieva, I.M., 2009. *Cenozoic uplift and subsidence in the North Atlantic region: Geological evidence revisited*. *Tectonophysics* 474, 78-105.
- Anell, I., Thybo, H., Stratford, W., 2010. *Relating Cenozoic North Sea sediments to topography in southern Norway: The interplay between tectonics and climate*. *Earth and Planetary Science Letters* 300, 19-32.
- Artemieva, I., 2011. *The Lithosphere, An interdisciplinary approach*, Cambridge University Press, 794 pp.
- Artemieva, I., Thybo, H., 2008. *Deep Norden: Highlights of the lithospheric structure of Northern Europe, Iceland, and Greenland*. *Episodes* 31, 98-106.
- Brooks, C.K., 2011. *The East Greenland rifted volcanic margin*. *Geol. Surv. Denmark Greenland Bull.* 24, 96 pp.
- Japsen, P., Chalmers, J.A., 2000. *Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: overview*. *Global And Planetary Change* 24, 165-173.
- Khan, Shfaqat Abbas et al., 2008. *Geodetic measurements of postglacial adjustments in Greenland*. *Journal of Geophysical Res.*, 113, B02402, doi:10.1029/2007JB004956,
- Khan, Shfaqat Abbas et al., 2010. *GPS measurements of crustal Uplift near Jakobshavn Isbræ due to glacial ice mass loss*. *Journal of Geophysical Res.*, Vol 115, B09405, doi:10.1029/2010JB007490, 2010.
- Nielsen, S.B. et al., 2002. *Paleocene initiation of Cenozoic uplift in Norway*, in: Doré, A.E. et al. (Eds.), *Exhumation of the North Atlantic Margin: Timing, Mechanisms and Implications for Petroleum Generation*. *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 45-65.
- Oreskes, Naomi, 1999. *The Rejection of Continental Drift: Theory and Method in American Earth Science*, New York: Oxford University Press, 421 pp.
- Oreskes, Naomi (Red.), 2001. *Plate Tectonics: An Insider's History of the Modern Theory of the Earth*, Boulder: Westview Press, 424 pp.
- Wegener, A., 1929. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, Braunschweig: Friedr. Vieweg & Sohn, 254 pp.