

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.

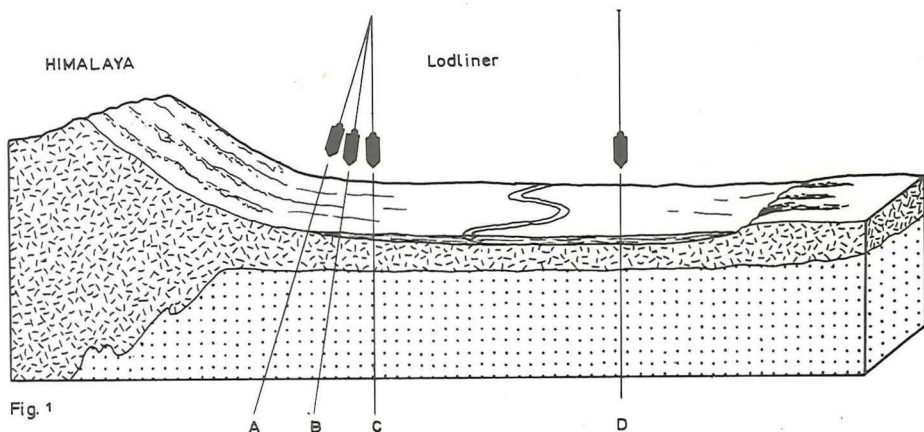
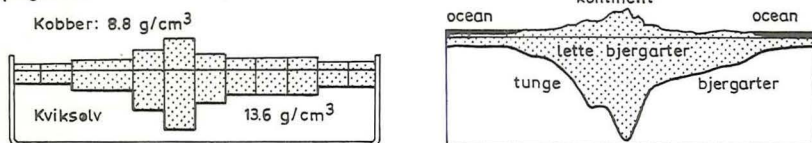


Fig. 1

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.

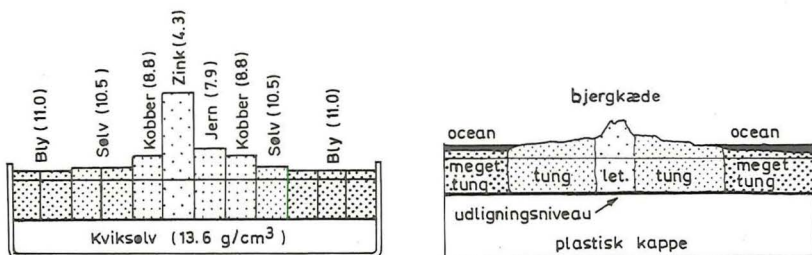
"FLYDENDE" BJERGE

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.

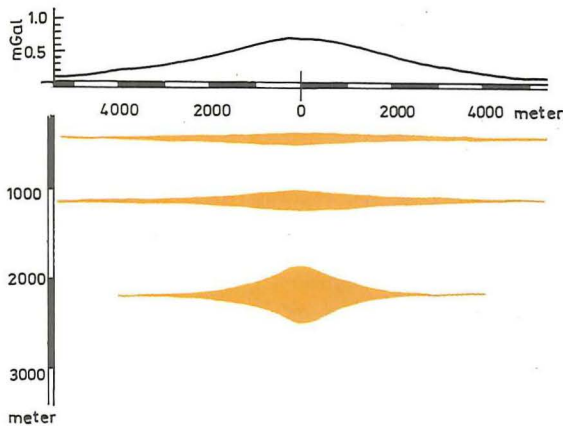
Tabel 1 viser, at tyngdeafvigelserne efter denne kompensationsmodel svarer til omkring 30 km for jordskorpens tykkelse. I Alperne synes tykkelsen imidlertid at være mindre og i Norge noget større.

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.

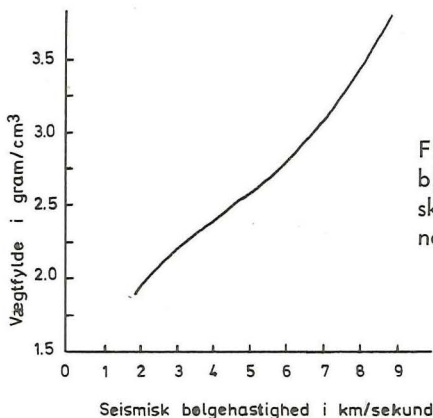


Figur 4. Tyngdeanomalier. Kurven øverst viser en tyngdeafvigelse udtrykt i mGal. Nedenunder er vist, hvorledes denne tyngdeafvigelse kan fremkaldes på tre måder af forskelligt formede bjergartslegemer i forskellige dybder. Tykkelsen af bjergartslegemerne er overdrevet 3 gange.

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

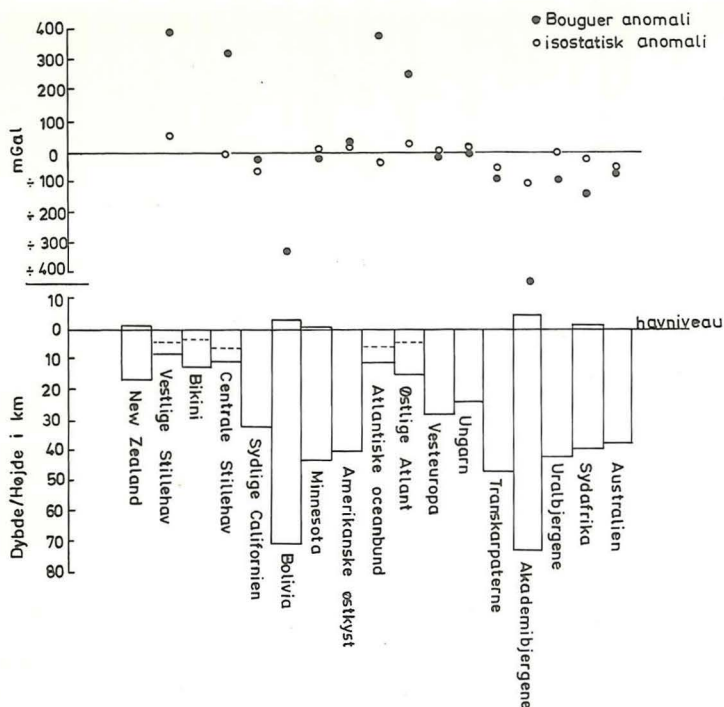
"Moho diskontinuiteten", der er betegnelsen for den "seismologiske" jordkorpes undergrænse (det vil sige grænsen mod Jordens kappe), repræsenterer også det største spring i seismisk bølgehastighed i Jordens ydre del. Laboratiemålinger af Nafe og Drake på bjergartsprøver viser det forhold mellem vægtfylde 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 isostatiske tyngdeafvigelses. 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 isostatiske 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 isostatiske afvigelse er stærkt negativ). Omvendt er skorpen under det vestlige Stillehav tyndere end normalt for den pågældende havdybde, og den isostatiske afvigelse er positiv.



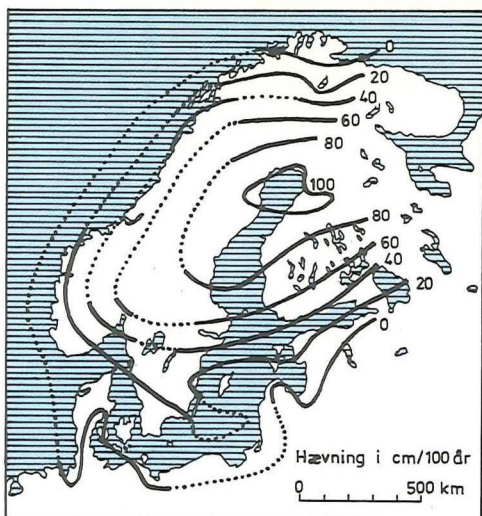
Figur 6. Tykkelser af jordskorpen sammenholdt med Bouguer anomalier og isostatisk afvigelser målt i mGal.

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 landhævningen 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.

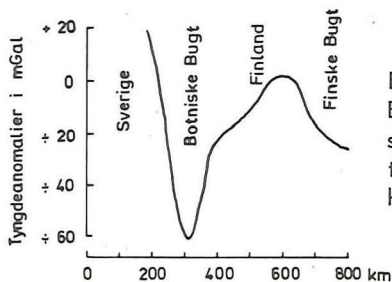
Den geodætiske metode til måling af hævningshastigheden er yderst nøjagtig. Figur 7 viser den hastighed, man har fundet ved præcise nivelementer foretaget med 30 - 40 års mellemrum. Hævningen i den midterste del af den Botniske Bugt er omkring 100 cm per århundrede. Det tal falder gradvis mod syd og 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 ?

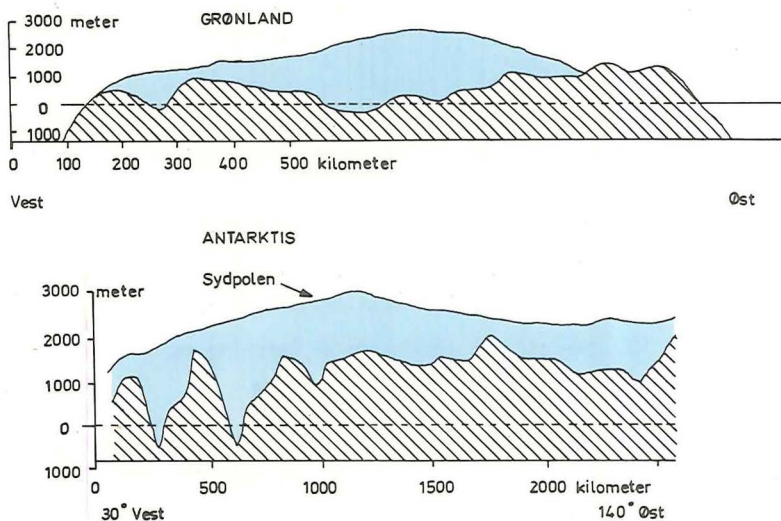
Fænomenet kan forklares på følgende måde. Under den sidste istid sank Skandinavien, der var dækket af tykke ismasser (2~3 km tykke), så meget som nogle få hundrede meter ned i kappen. Siden isen smeltede bort (for cirka 10-15 tusinde år siden), har Skandinavien stadig hævet sig i overensstemmelse med 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 tyngdeafvigelseerne 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 vi-
ser, 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.

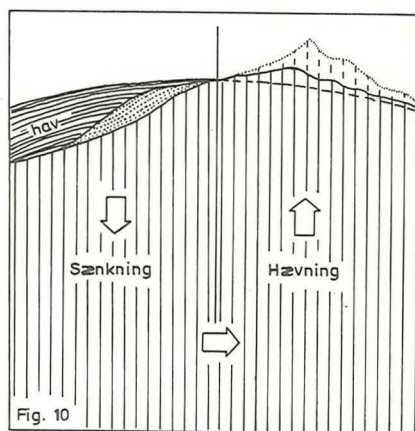
Andre eksempler på naturens isostatiske eksperimenter kan ses i Grønland og Antarktis. Disse landmassers overflader var øjensynligt hævet over havniveau før de blev dækket af store ismasser. På grund af isens vægt sank landoverfladen senere under havet, således at den isostatiske balance bevarede. Figur 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.