

KAPITEL 19



FIGUR 144. Den konstruktive pladegrænse mellem den eurasiske plade og den nordamerikanske plade ved Thingvellir Nationalpark, Island. Shutterstock.

DET GEOLOGISKE KREDSLØB OG ISOSTASI

DET GEOLOGISKE KREDSLØB

Det geologiske kredsløb (figur 145) beskriver, hvordan bjergarterne i jordskorpen indgår i en cyklus, hvor de nedbrydes og gendannes. Alle de geologiske processer indgår i denne cyklus og kan opdeles i de ydre processer, også kaldet de, exogene processer, som drives af energi fra solen (temperatur, vind, vand og is) og tyngdekraften, og de indre processer, også kaldet de endogene processer, der drives af energi fra Jordens indre, hvor radioaktive kerner henfalder og udleder varmeenergi. Simplificeret kan det opdeles sådan, at det er Jordens indre kræfter, som opbygger skorpen ved at danne magma-bjergarter og skubbe jordskorpen op i bjergkædefoldninger og vulkaner, mens det er de ydre kræfter som gravitation, vind, vand og vekslende temperaturer, som nedbryder skorpen og over millioner af år omdanner bjerglandskaber til flade, bakkede landskaber, en proces der kaldes peneplanisering (figur 146).

DE EXOGENE PROCESSER – FORVITRING OG EROSION

De magmatiske og metamorfe bjergarter

er dannet under højere tryk og temperaturforhold, end der er ved Jordens overflade i dag. Derfor eksisterer de i princippet under ustabile forhold, når de eksponeres for vind nedbrydning begynder. Bjergarterne nedbrydes ved kemisk forvitring og fysisk erosion. Den kemiske forvitring er fx mineralers reaktion med ilt eller med svag syre, som kan dannes, når CO_2 opløses i vand. Den fysiske erosion er fx frost-tø-processer, hvor vand trænger ind i bjergarternes hulrum og sprækker, og når vandet fryser til is, udvides det og sprænger klippen fra hinanden.

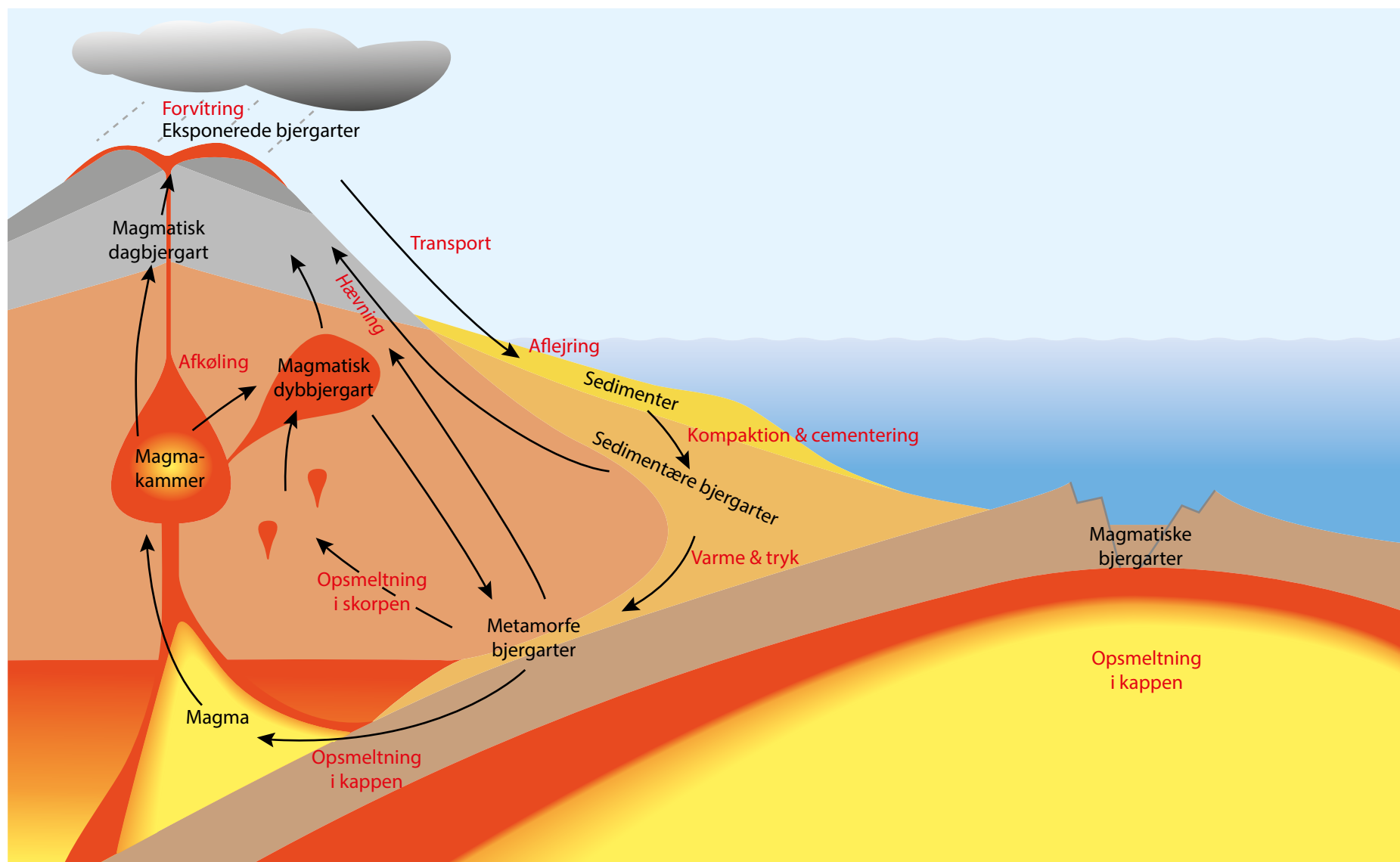
Forvittringsmaterialerne bliver transporteret væk af vind eller vand. Floderne, der afvander de store bjergkæder, transporterer milliarder af ton forvittringsmateriale ud i havet hvert eneste år, materialer som typisk har været tusinder, måske millioner af år undervejs fra kildeområdet i bjergene til aflejringsstedet (figur 145). Et illustrativt eksempel på hvordan vand kan erodere er Grand Canyon i USA, hvor Colorado River har skåret sig op til 1,5 km ned i landskabet og dannet en dyb kløft. Efter mange millioner år vil forvitring og erosion føre til, at bjergkæder nedbrydes til flade sletteområder.

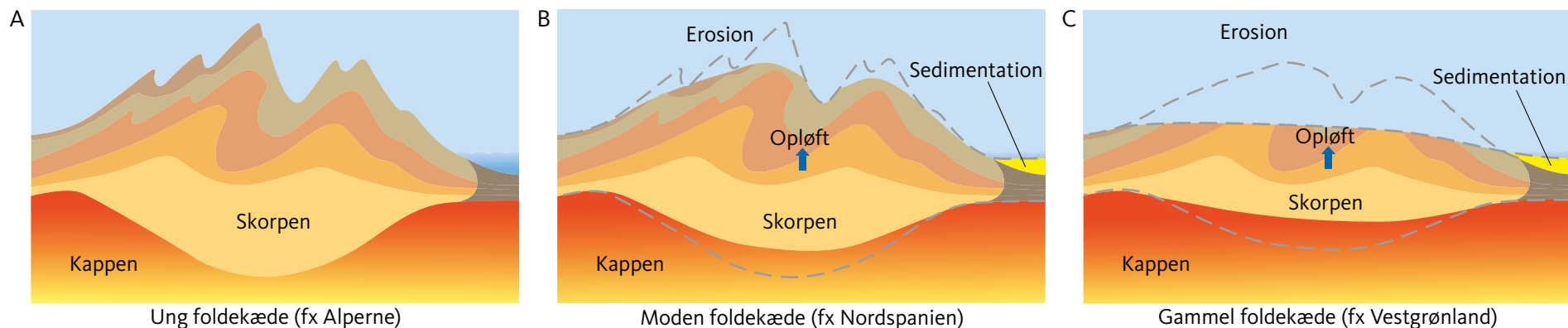
FIGUR 145. (næste side) Det geologiske kredsløb beskriver, hvordan jordens materialer indgår i en cyklus, hvor de exogene processer nedbryder faste bjergarter til løse sedimenter, som kan transporteres og aflejres, når de ikke længere udsættes for de kræfter, der kan transportere dem. Den største mængde sedimenter aflejres på den kontinentale shelf, altså den havdækkede del af kontinentet. Når sedimenterne ligger i de tykke sedimentlag, bliver de udsat for kompaktion og cementering og bliver til faste, sedimentære bjergarter.

Nede i Jordens skorpe og i kappen er det de endogene processer, der påvirker bjergarterne. Trykket og temperaturen øges nedefter i jordskorpen og fører til metamorfose af bjergarterne, dvs. at de omdannes til andre bjergarter med et andet mineralindhold.

I nogle tilfælde vil bjergarterne møde deres smeltepunkt og magma dannes. Når magmaet stiger opad afkøles det og størkner som magmatiske bjergarter, enten som dybbjergarter nede i skorpen eller som dagbjergarter eller som vulkanske bjergarter, hvis de kommer i kontakt med det exogene miljø inden de størkner. Når bjergarterne kommer i kontakt med atmosfæren, enten ved udbrud eller ved hævnning af jordskorpen ved isostatisk landhævning vil forvitring og erosion begynde at nedbryde bjergarterne, så kredsløbet fuldendes.

Af MiMa (2019).





DE EXOGENE PROCESSER – SEDIMENTATION OG HÆRDNING

De fleste af de sedimenter, der dannes ved erosion af de eksponerede bjergarter, bliver først aflejret mere stabilt, når de ender på havbunden uden for bølgernes påvirkning, og der ikke længere er processer, som kan erodere og transportere dem videre (figur 147). På havbunden vil der konstant være tilførsel af nedbrudte sedimenter fra kontinenterne, og der vil opstå tykke lag af sediment (figur 148). De sedimenter der ligger nederst vil udsættes for en betydelig sammentrykning (kompaktering), og det havvand, der cirkulerer i sedimenterne, vil langsomt afsætte små mængder calcit eller andre mineraler imellem de enkelte sedimentkorn (cementerering). Disse udfældninger virker som en slags cement, der binder de enkelte korn sammen til en fast bjergart. Man siger, at de løse sedimenter bliver kompakteret og cementeret, så de nu udgør en fast sedimentær bjergart.

FIGUR 146. Princippet i peneplanisering.

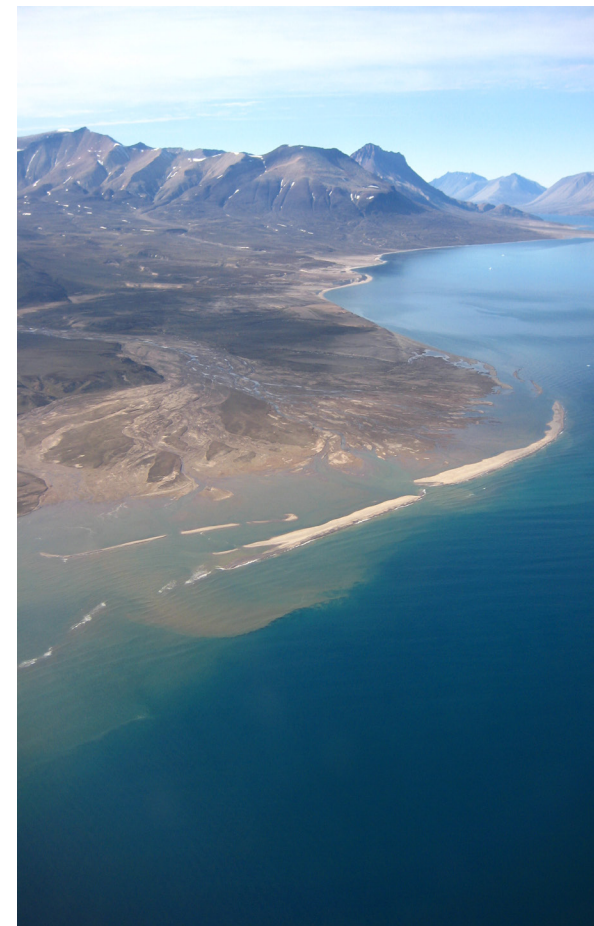
A. Peneplanisering sker, når en bjergkæde ved erosion nedbrydes over mange millioner år. Materialet som eroderes af bjergene transporteres og aflejres på den kontinentale shelf.

B. Efterhånden som der fjernes vægt fra bjergene vil kontinentet opløftes og lægge sig højere i kappen.

C. Til sidst opstår et fladt område kaldet et peneplan. De dybeste dele af bjergkæden er nu eksponeret i jordoverfladen.

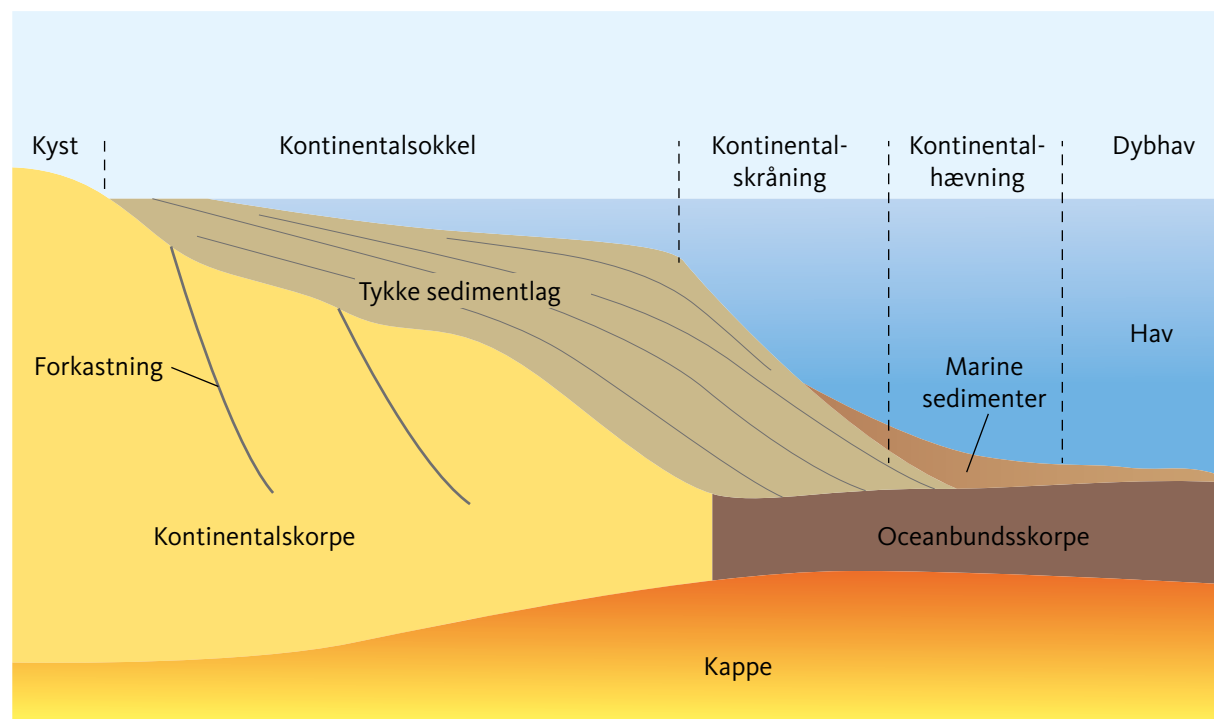
Af MiMa (2019).

FIGUR 147. I baggrunden bjerge som eroderes af vind og vejr. Det eroderede materiale transporteres ned af bjerget mod kysten. Det groveste materiale (blokke og grus) er aflejret i flodsengen, mens det finere materiale (sand) aflejres i floddeltaet i forgrunden af billedet. De fineste partikler (silt og ler) kan man se i suspension i havvandet, de vil efterhånden aflejres på havbunden. Østgrønland. Foto af Matilde Rink Jørgensen.



FRA EXOGENE TIL ENDOGENE PROCESSER – METAMORFOSE

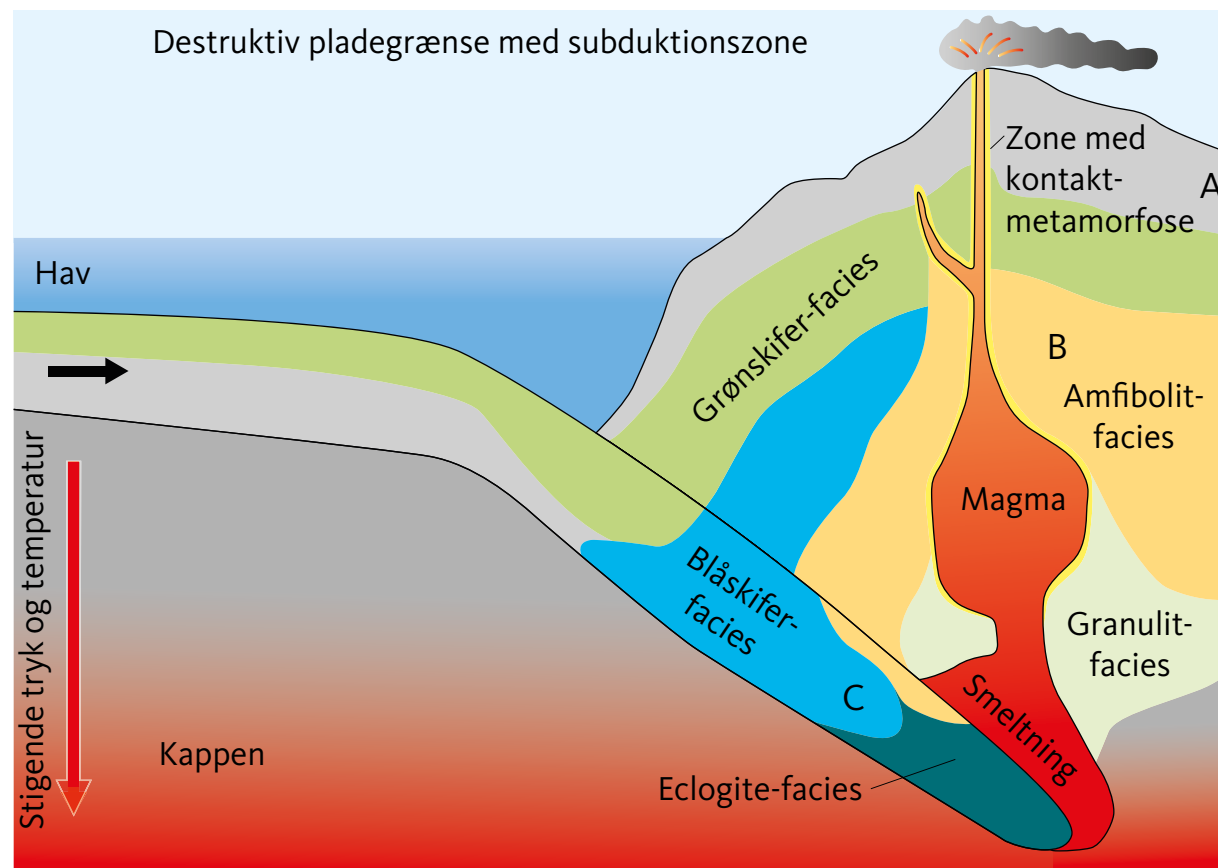
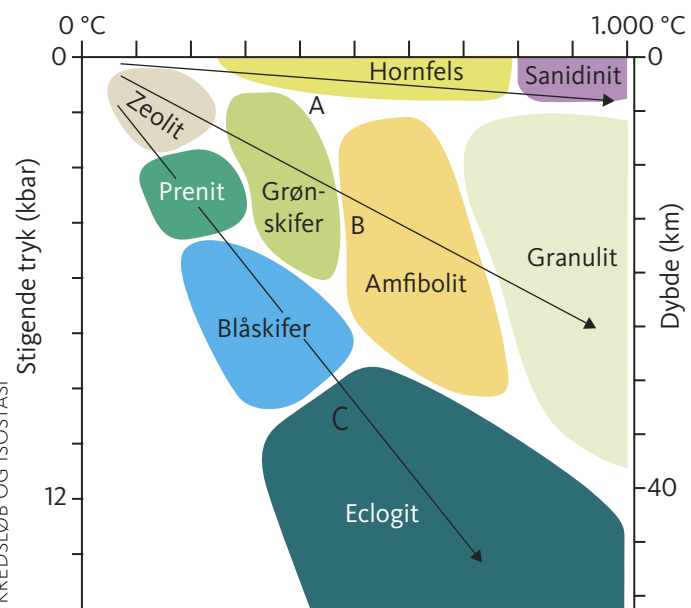
De pladetektoniske bevægelser bevirker, at bjergarterne over lange tidsperioder skifter beliggenhed. Når dette sker, ændres også de fysiske forhold som temperatur og tryk, og nogle mineraler er ustabile under de nye forhold. Derfor ændres mineralerne meget langsomt (og uden at de er smeltet), og bliver stabile under de nye betingelser; geologerne kalder det, at bjergarten metamorfoses (**figur 149**). Ændringen af mineralerne under metamorfosen gør at bjergartens mineraler omdannes til nye, og som nævnt stabile, mineraler. Metamorfosen kan opstå, hvis bjergarterne fx indgår i en kollisionszone (**figur 150**) mellem to tektoniske plader eller kommer i kontakt med en optrængende magmatisk smelte (**figur 149**). Både sedimentære og magmatiske bjergarter kan udsættes for metamorfose (**figur 149**). Der kan være forskellige grader af metamorfose, alt efter hvor meget tryk og hvor høj temperatur bjergarterne udsættes for. Under metamorfosen ændres bjergartens samlede kemiske sammensætning sig ikke, men der dannes nye mineraler ud af de grundstoffer, der er til rådighed, eller mineralerne arran-



ger sig i lag eller folder. Det kan man fx se på en gnejs eller skiferbjergart.

Mineralsammensætningen i en given bjergart afspejler derfor de processer, som bjergarten har gennemgået. Alle mineraler har nogle forhold under hvilke, de er stabile. Denne viden gør, at kan man bruge en række mineraler til at sige noget om de temperatur- og trykforhold, bjergarten er dannet

FIGUR 148. Tværsnit af kysten hvor den tykke kontinentalskorpe bliver til tynd oceanbundsskorpe og tykke lag af sediment aflejres på overgangen fra kontinent til ocean. Overgangen fra kyst til dybhav er inddelt i fem zoner. Af MiMa (2019).



FIGUR 149. Metamorfe facies. Facies betyder en sammensætning af mineraler, som er typisk for en given bjergart. Til venstre viser diagrammet hvilke metamorfe bjergarter, der er stabile ved hvilke tryk- og temperaturforhold. Til højre kan de samme bjergarter findes i de geologiske miljøer, hvori de dannes. På fasediagrammet er der tre pile, som viser stigende grad af metamorfose i tre forskellige miljøer.

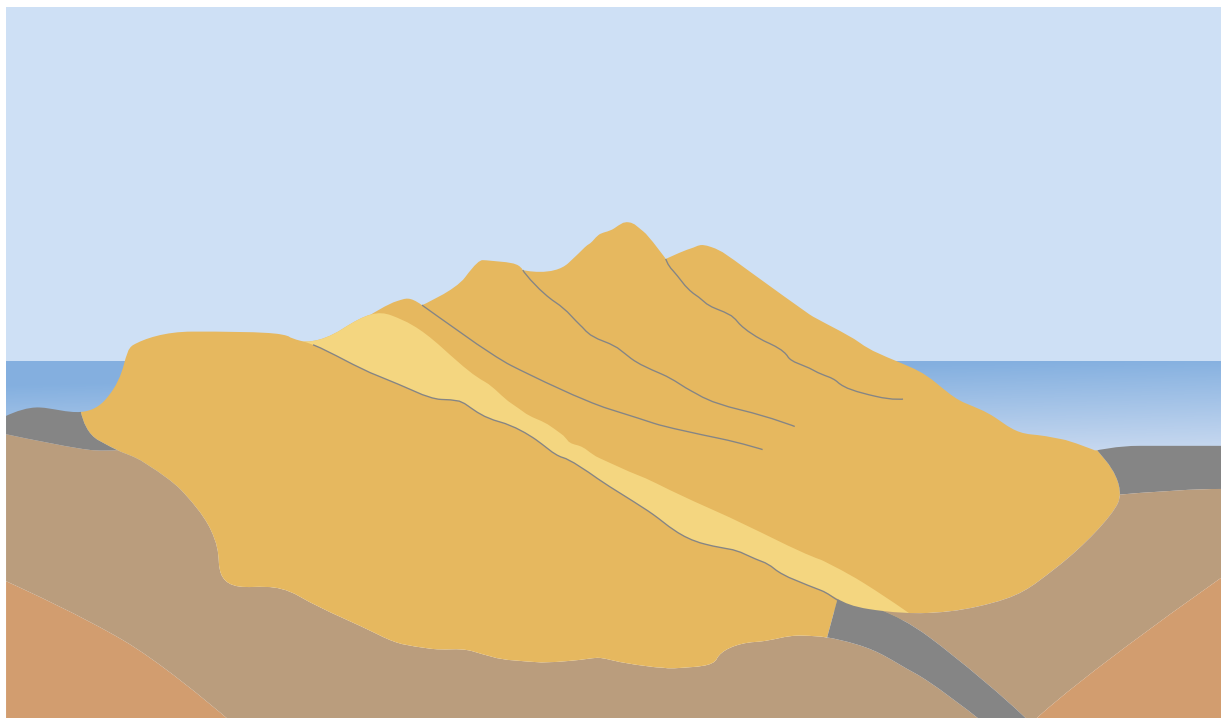
A. Viser hvilke mineralsammensætninger der dannes ved kontaktmetamorfose ved forskellige temperaturer. Kontaktmetamorfose forekommer i bjergarterne omkring et magmalegeme, hvor temperaturpåvirkningen bager de omkringliggende bjergarter. Her er trykket ikke særligt forhøjet.

B. Viser hvilke mineralsammensætninger der er stabile ved de tryk- og temperaturforhold, man kan finde i såkaldt regional metamorfose. Her følger temperatur- og trykforholdene den almindelige gradient for Jordens skorpe. Denne type metamorfose vil typisk ses i bjergkædefoldninger.

C. Viser mineralsammensætninger der er stabile ved de tryk- og temperaturforhold, man ser i en subduktionszone. Her vil trykket stige hurtigere end temperaturen. Når den kolde oceanbund subduceres ned i kappen, vil det tage lang tid for bjergarterne i oceanbunden at komme i temperaturmæssig ligevægt med den omgivende kappe. Af samme grund kan bjergarterne nå ganske store dybder med meget højt tryk inden de smelter. Derfor følger denne pil en udvikling med lavere temperatur og højere tryk end regional metamorfose.

Af MiMa (2019) efter Marshak (2011).

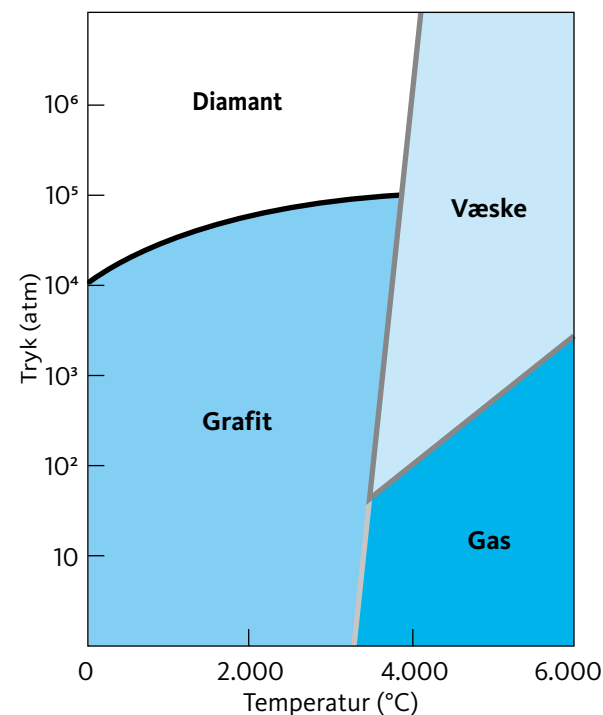
FIGUR 150. Kollisionszone. To kontinenter er stødt sammen, skudt ind over hinanden og foldet. Som man kan ane nederst til højre er processen startet som en subduktionszone, og da hele oceanet er subduceret, støder de to kontinenter ind i hinanden. Himalaya er et eksempel på denne hændelse. Af MiMa (2019).



under. Den geologiske historie, bjergarten har undergået, etableres ved hjælp af fase-diagrammer (figur 151). Et fase-diagram viser, hvilke mineraler, der er stabile udtrykt i forhold til temperatur og tryk. En bjergart, der har indgået i subduktion (at en tungere oceanbundsplade skyder sig ned under en anden plade) vil have en mineralsammensætning, der er stabil under højt tryk og rela-

tiv lav temperatur. Omvendt vil en bjergart, der, som resultat af et indtrængende magma, er metamorfoseret, bestå af mineraler som er stabile under forhold med høj varme og relativt lavt tryk. Man taler om, at sådanne bjergarter er blevet kontakt-metamorfo-seret (figur 149).

FIGUR 151. Fasediagram for kulstof. Man kan se hvilken tilstandsform eller hvilket mineral kulstof befinder sig i ved forskellige temperaturer. Efter Bundy (1989).



ENDOGENE PROCESSER – MAGMATISKE BJERG-ARTER

Når en bjergart begynder at smelte, er der ikke længere tale om metamorfose, men om dannelse af en ny smelte, et magma. Langt de fleste magmaer dannes i kappen, men også den dybeste skorpe kan opsmeltes. Da kappen hele tiden tilføres materialer fra skorpen i subduktionszonerne, smelter

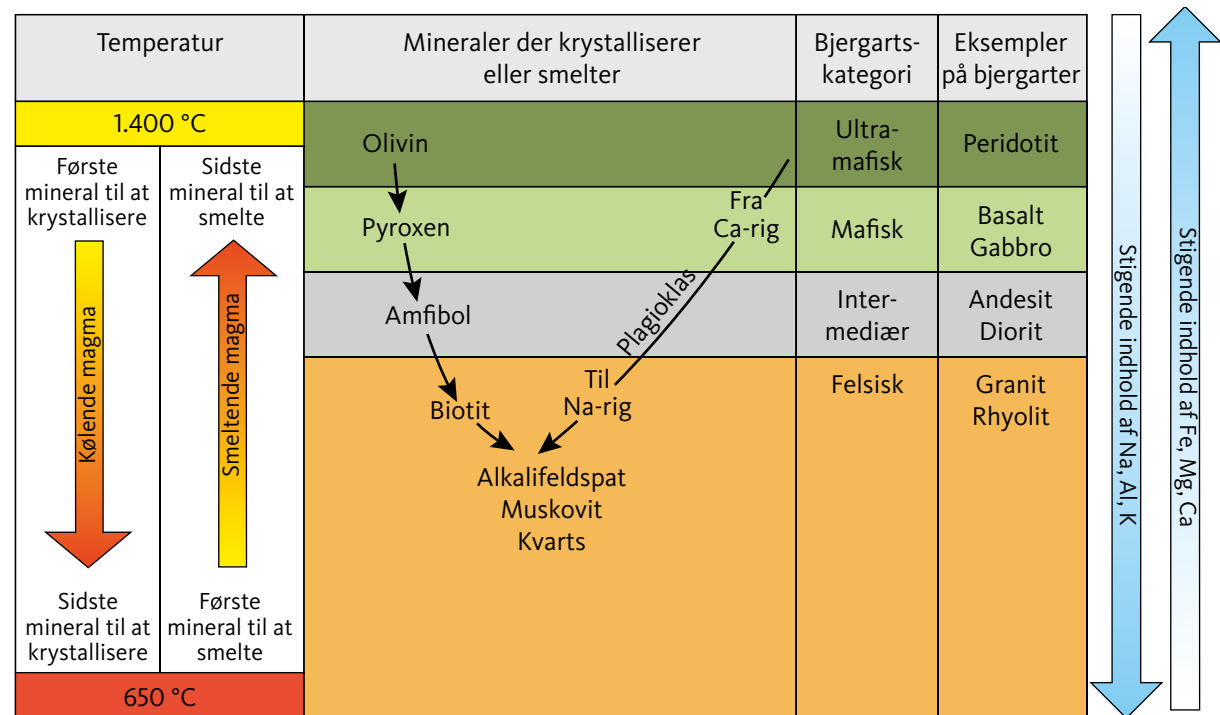
også disse tilførte bjergarter og indgår i nye magmaer. Et magmas kemiske sammensætning er bestemt af de opsmeltede bjergarters kemiske sammensætning. Når kappen begynder at smelte, smelter først de mineraler med det laveste smeltepunkt (figur 152), nogle mineraler med højt smeltepunkt når ikke altid at smelte. Smeltens sammensætning bestemmes kun af de mineraler, som når at smelte, og magmaet kemiske sammensætning bliver forskelligt fra kappens og skorpens kemiske sammensætning.

SMELTNING AF KAPPENS BJERGARTER

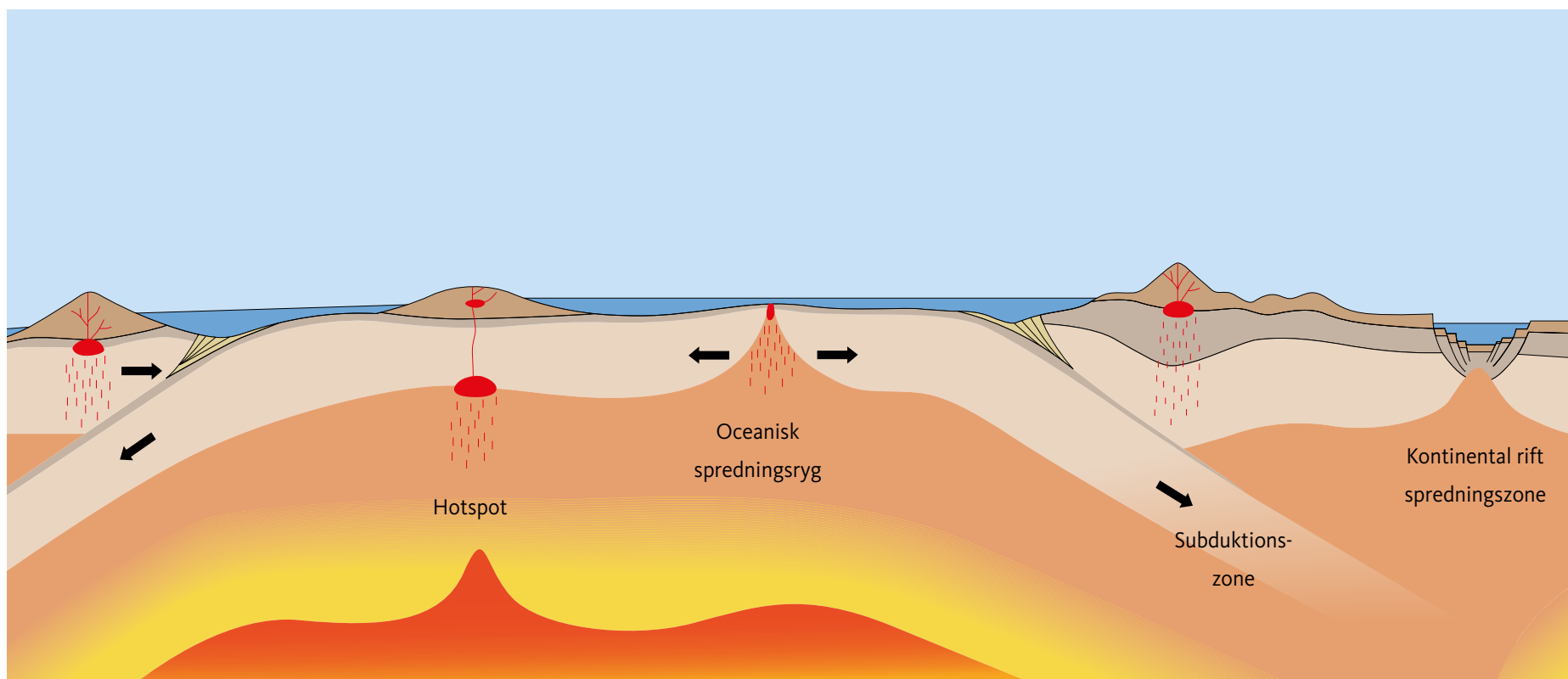
Der er principielt tre forskellige forhold som kan få kappens bjergarter til at smelte (figur 153 og figur 154).

- Ved temperaturstigning.
- Ved trykfald.
- Ved ændring af kappens sammensætning.

Ved temperaturstigning. I hotspots findes områder i kappen, som er ekstra varme; på denne måde opstår en kappediapir. En kappediapir er en rørformet strøm af ekstra varm kappe, som strækker sig helt inde fra



FIGUR 152. Bowens reaktionsserie. Figuren viser sammenhængen mellem temperaturen og mineralernes smeltepunkt. Når et magma nedkøles vil mineralerne begynde at krystallisere i en særlig rækkefølge, som angivet i midten af skemaet. På den måde kan de magmatiske bjergarter inddeles i grupper af bjergarter, hvor de første der størkner er de ultramafiske, dernæst mafiske, intermediære og til sidst de felsiske. Dog skal magmaet være dannet ved meget høj temperatur for, at der overhovedet kan dannes ultramafiske bjergarter. Man kan også læse diagrammet baglæns og altså afgøre, hvilke mineraler der smelter først, når et magma begynder at dannes. Efter Bowen (1956).



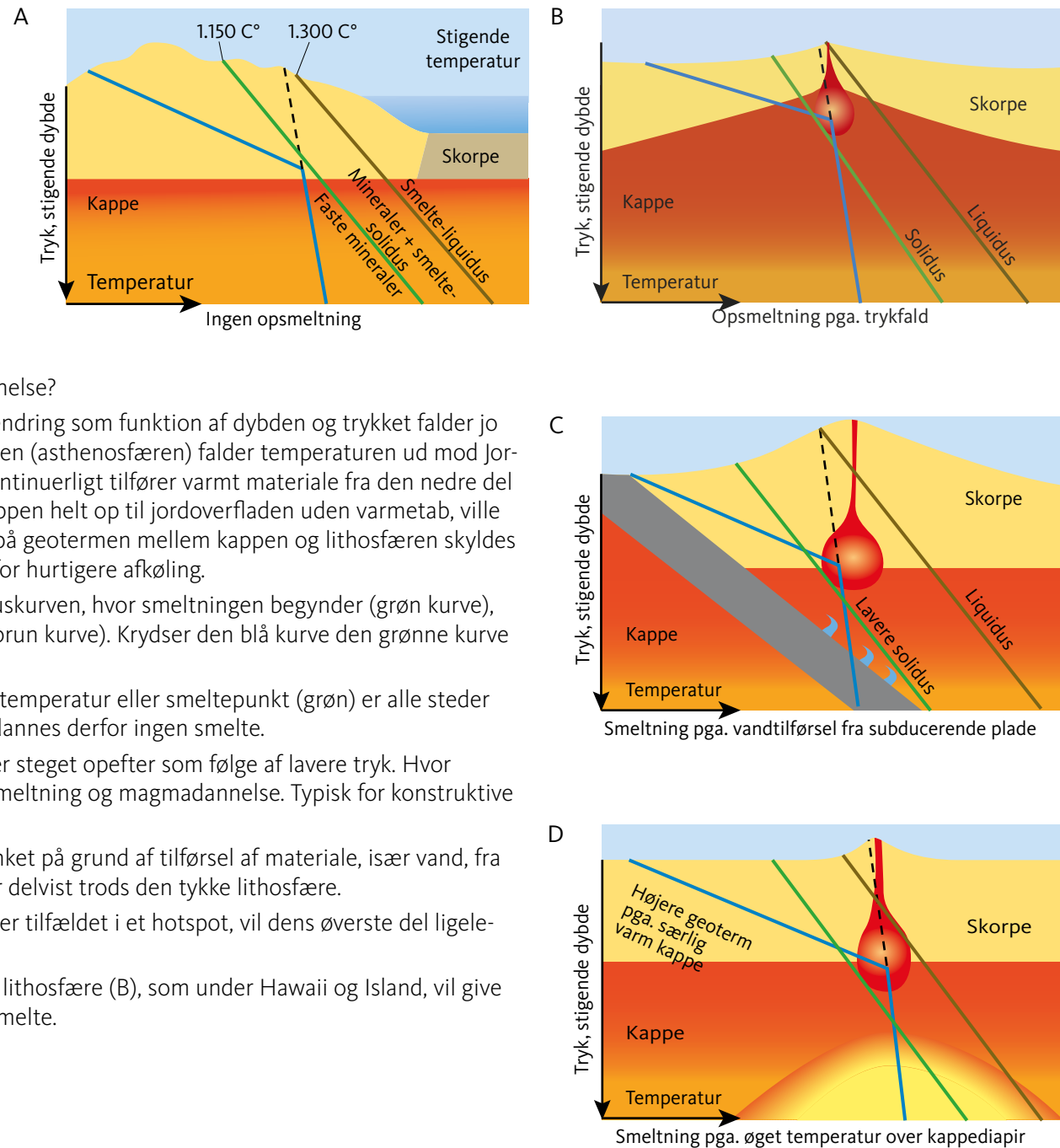
Jordens kerne og får store mængder kappe til at smelte (figur 156).

Ved trykfald. Hvis trykket falder, falder smeltetemperaturen også. Det hænger sammen med, at masser udvider sig når de smelter, og det er nemmere for en masse at udvide sig, når trykket er lavere. Trykfald sker i

konstruktive pladegrænser, hvor skorpen rives fra hinanden, bliver tyndere og dermed letter trykket på kappen (figur 155).

Ved ændring af kappens sammensætning. Smeltepunktet sænkes, hvis der er vand til stede i kappen. Det sker fx når oceanbund subduceres i destruktive pladegrænser, hvor-

FIGUR 153. Oversigt over de magmatiske miljøer. Efter Marshak (2011).



FIGUR 154. Hvor er der mulighed for magmadannelse?

Geotermen (blå kurve), dvs. Jordens temperaturændring som funktion af dybden og trykket falder jo tættere på jordens overflade man kommer. I kappen (asthenosfæren) falder temperaturen ud mod Jordens overflade kun langsomt, fordi konvektion kontinuerligt tilfører varmt materiale fra den nedre del af kappen til den øvre del af kappen. Fortsatte kappen helt op til jordoverfladen uden varmetab, ville temperaturen følge den stiplede kurve. Knækket på geotermen mellem kappen og lithosfæren skyldes lithosfærens varmetab til verdensrummet og derfor hurtigere afkøling.

Kappens smelteinterval er området mellem soliduskurven, hvor smeltningen begynder (grøn kurve), og liquiduskurven hvor smeltningen er komplet (brun kurve). Krydser den blå kurve den grønne kurve kan der ske magmadannelse.

A. Normaltilstanden. Skorpen og kappens solidustemperatur eller smeltepunkt (grøn) er alle steder højere end den faktiske temperatur (blå), og der dannes derfor ingen smelte.

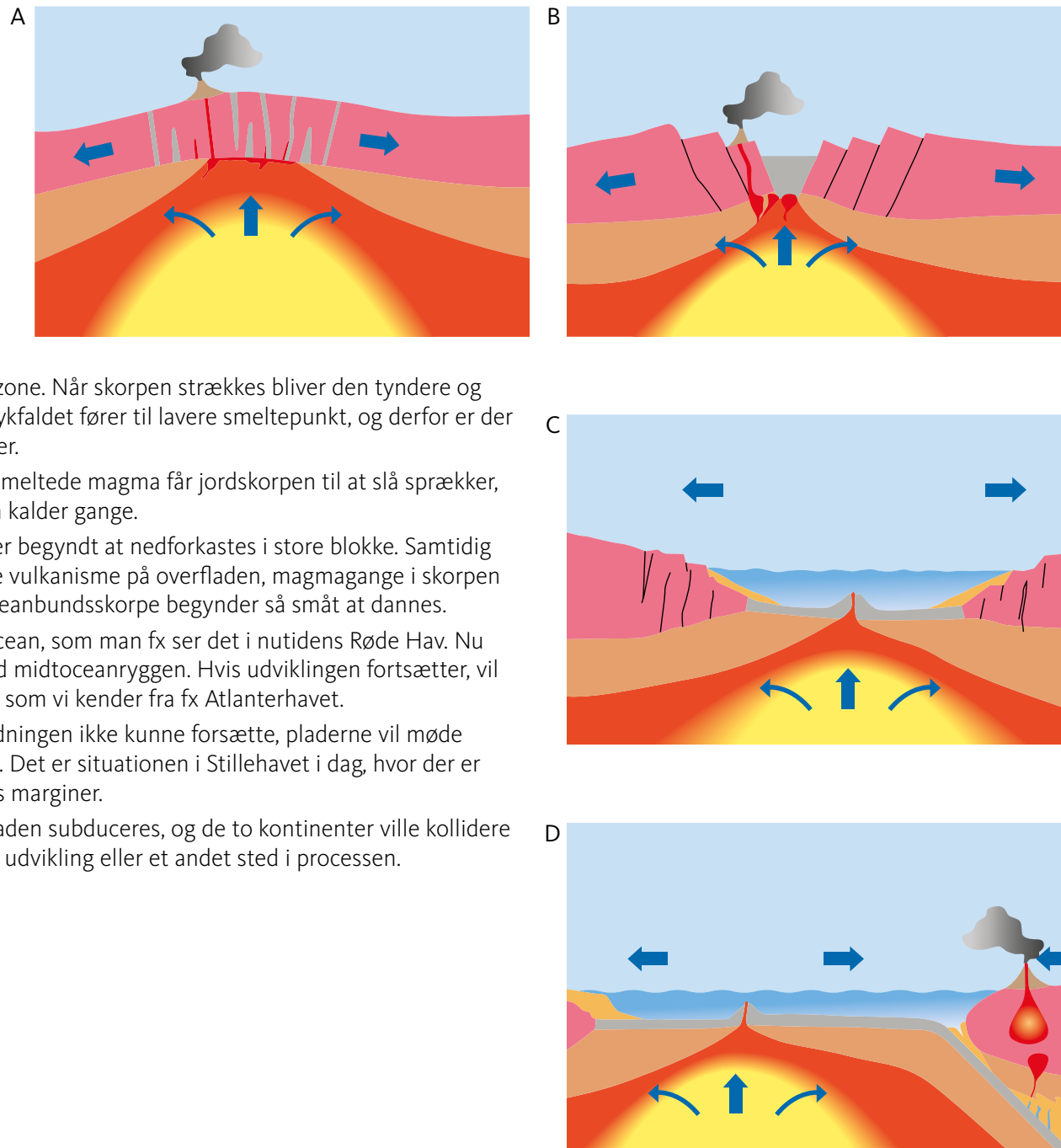
B. Lithosfæren er udtyndet og den varme kappe er steget opefter som følge af lavere tryk. Hvor geotermen er højere end solidus, sker der en opsmeltning og magmadannelse. Typisk for konstruktive pladegrænser.

C. Solidus i kappen over subduktionszoner er sænket på grund af tilførsel af materiale, især vand, fra den subducerede plade, og kappen smelter derfor delvist trods den tykke lithosfære.

D. Hvis kappen er varmere end normalt, som det er tilfældet i et hotspot, vil dens øverste del ligeledes smelte trods den tykke lithosfære.

En kombination af særlig varm kappe (D) og tynd lithosfære (B), som under Hawaii og Island, vil give anledning til dannelse af meget store mængder smelte.

Af MiMa efter Holm & Larsen (2013).



FIGUR 155. Tegneserie med udviklingen af en riftzone. Når skorpen strækkes bliver den tyndere og kappen stiger op og kommer under lavere tryk. Trykfaldet fører til lavere smeltepunkt, og derfor er der magmatisk aktivitet i de konstruktive pladegrænser.

A. Strækningen af skorpen og den opadstigende smeltede magma får jordskorpen til at slå sprækker, og magma trænger op i sprækkerne, som det man kalder gange.

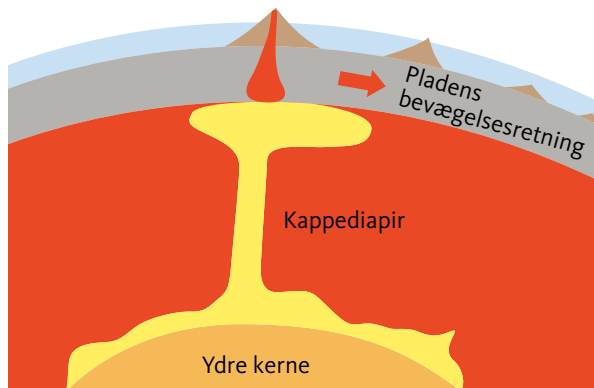
B. Strækningen er fortsat og kontinentalskorpen er begyndt at nedforkastes i store blokke. Samtidig tilføres stadig mere magma, og der kan være både vulkanisme på overfladen, magmagange i skorpen og magmakamre i den dybe skorpe. Den første oceanbundsskorpe begynder så småt at dannes.

C. Strækningen fortsætter, og der er nu et ungt ocean, som man fx ser det i nutidens Røde Hav. Nu foregår den magmatiske aktivitet hovedsagligt ved midtoceanryggen. Hvis udviklingen fortsætter, vil der i løbet af mange millioner år dannes et ocean, som vi kender fra fx Atlanterhavet.

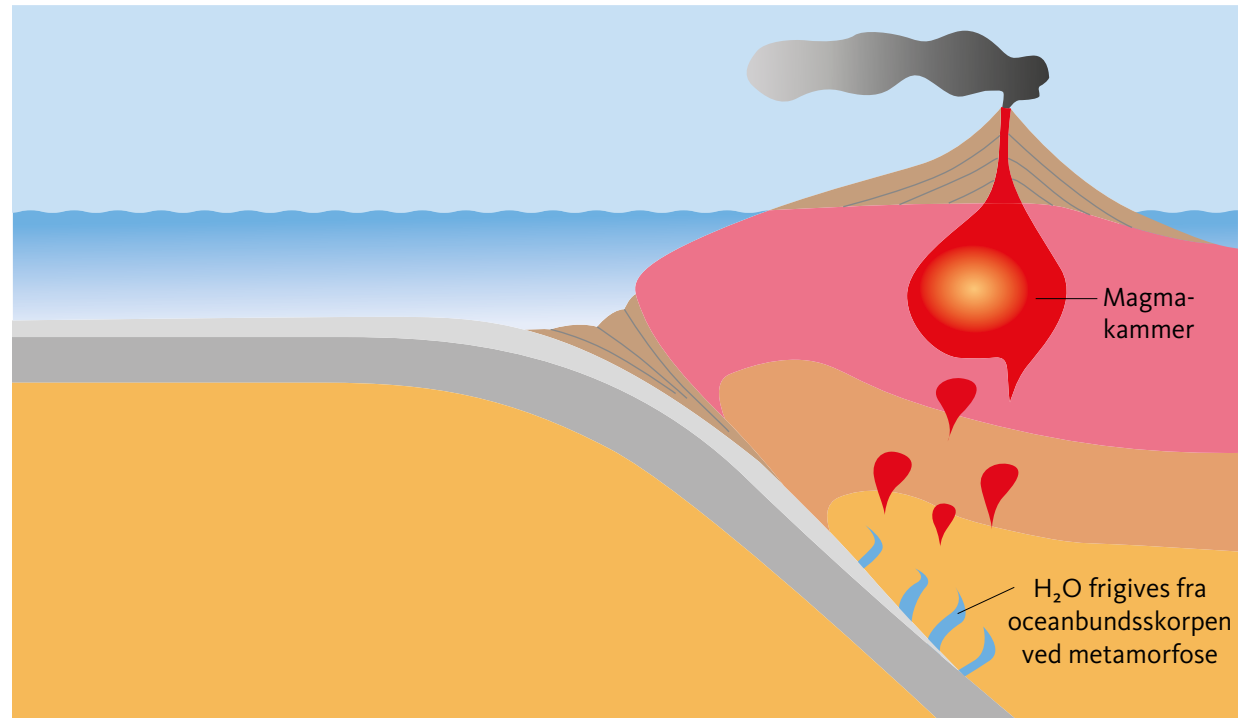
D. Hvis udviklingen fortsætter yderligere, vil spredningen ikke kunne fortsætte, pladerne vil møde modstand og destruktive pladegrænser kan opstå. Det er situationen i Stillehavet i dag, hvor der er subduktionszoner hele vejen rundt langs oceanets marginer.

Hvis man fortsatte tegneserien ville hele oceanpladen subduceres, og de to kontinenter ville kollider og blive et igen. En rift kan også stoppe tidlig i sin udvikling eller et andet sted i processen.

Af MiMa (2019).



FIGUR 156. Hotspot. En kappediapir af ekstra varmt kappemateriale (gul) bevæger sig op og får kappen til at smelte og danne vulkaner. Hvis det er på havbunden kan øer dannes af det vulkanske materiale. Når pladen samtidig bevæger sig hen over det faststående hotspot vil der dannes en hel række af øer, hvor de ældste langsomt synker i havet efterhånden som de afkøles og dermed trækker sig sammen. Af MiMa (2019).



ved der frigives store mængder vand til den overliggende kappe (figur 157).

Et varmt magma vil, som det gælder for alle varme masser, søge opad i jordskorpen. Men møder magmaet modstand i den solide skorpe vil magmaet i løbet af millioner af år størkne dybt nede i jordskorpen, hvilket giver krystallerne mulighed for at vokse til store mineralkorn, som kan ses med det blotte

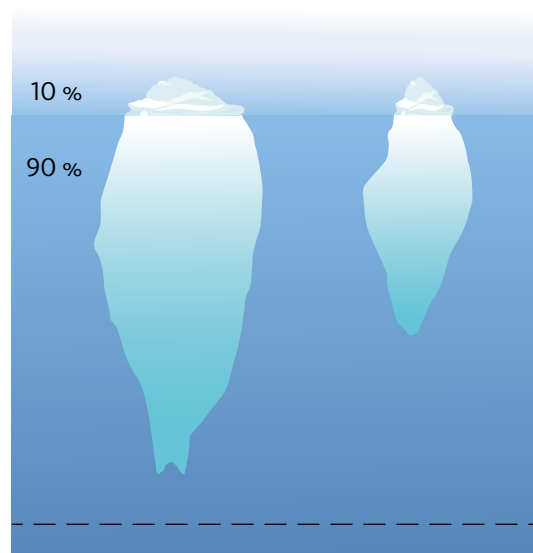
FIGUR 157. Subduktionszone. Når en oceanbund møder et kontinent eller en anden oceanbund, vil en oceanbund begynde at synke ned i kappen. Dette sker, fordi den har en højere densitet end det kontinent eller den oceanbund den møder. Under metamorfosen frigives vand fra oceanbundsskorpen. Når vand tilsættes kappen sænkes smeltepunktet og magma dannes. Af MiMa (2019).

øje. Disse bjergarter kalder vi magmatiske dybbjergarter. Det gælder fx bjergarten granit, som har mineraler som kvarts, feldspat, amfibol og glimmer eller bjergarten gabbro med mineraler som pyroxen og feldspat.

Under andre forhold kan en del af magmaet nå helt op til jordoverfladen eller havbunden og blive ekstruderet i en vulkan. Hermed dannes dagbjergarter eller lavabjergarter (ekstrusiv). Størkningstiden for denne gruppe er meget kort, og derfor er dagbjergarten, i modsætning til dybbjergarten, ofte så finkornet, at de enkelte krystaller ikke kan ses med det blotte øje. Lavaen kan dog have revet større krystaller, som havde nået at størkne nede i magmakammeret, med op. Derved dannes der porfyrbjergarter, som kendes fra flere ledeblokke, fx rhombeporfyren fra Osloegnen.

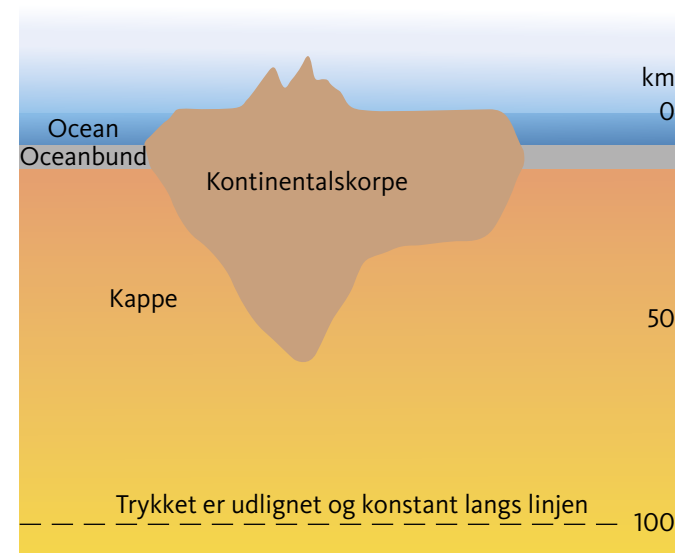
HÆVNING AF TERRÆN – ISOSTASI

I alle trin af det geologiske kredsløb kan der ske hævnning af terrænet, eller opløft, som følge af pladetektonik eller isostasi, som resulterer i, at bjergarterne bliver eksponeret på jordoverfladen, og sol, vind og vejret starter nedbrydningen af dem; de exogene



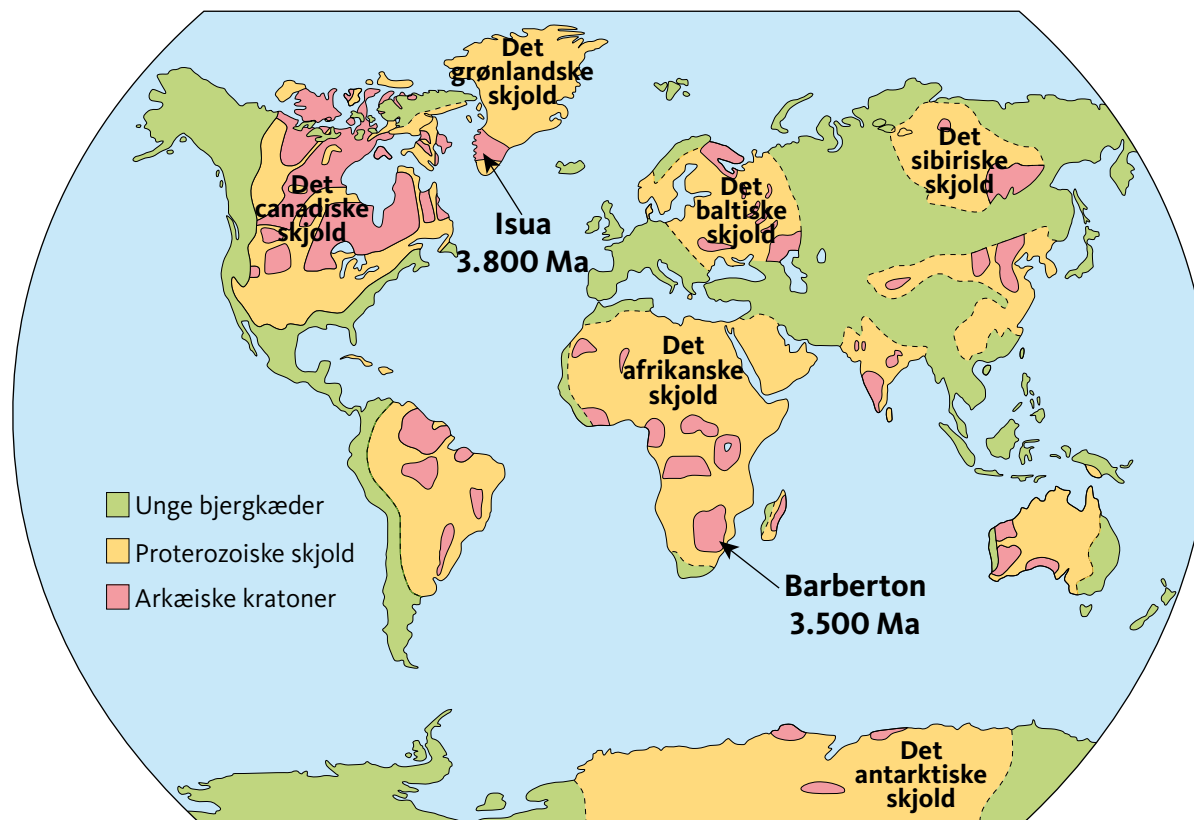
processer tager fat.

Som følge af den konstante nedbrydning af jordskorpen bliver de dybe dele af bjergkæderne eksponeret, og dermed også malmforekomster der er dannet dybt i jordskorpen. Jordskorpen og kappen er altid i isostatisk ligevægt, hvilket betyder, at opdriften i kappen og tyngdekraften fra jordskorpen finder en balance i forhold til skorpematerialets densitet. Dette betyder, at kontinentalskorpen, som følge af bjergkædefoldning, vil bøje ned i kappen, når den



FIGUR 158. Lithosfærepladernes isostatisk ligevægt med kappen kan sammenlignes med isbjerge i havet. Lige meget hvor stort et isbjerg er, vil ca. 10 % stikke op over overfladen. På samme måde vil et kontinent, der fortykkes i en bjergkædefoldning, gemme det meste af sin masse nede i kappen, og når bjergene bortroderes vil kontinentet stige længere op. Af MiMa (2019).

FIGUR 159. Kontinenternes inddeling i forhold til alder. Efter Marshak (2011).



På grund af det geologiske kredsløb bliver jordskorpen konstant fornyet og recirkuleret. Ikke desto mindre er store dele af kontinenterne såkaldte stabile kratoner (**figur 159**), som stort set har eksisteret, siden der begyndte at være kontinenter på Jorden. Kratoner er områder, som ligger uforstyrret af de aktive pladegrænser, og de har derfor bevaret materiale, hvormed man kan studere den tidlige udvikling af Jorden. Kratoner er ofte peneplaniserede, altså nederoderede, flade områder på kontinenterne, som kan være dækket af yngre sedimenter.

fortykket. Så selvom vi har områder med høje bjerge på Jorden, gemmer det meste af kontinenterne sig nede i kappen. De tykkeste kontinenter er ca. 70 km tykke, men det højeste bjerg, Mount Everest når kun 8.848 m over havet. Når bjergkæderne eroderes,

hæves jordskorpen, fordi massen bliver mindre. På samme måde som et isbjerg i havet kun stikker ca. 10 % af sin masse op over havoverfladen, vil det stadig stikke 10 % op, når toppen smeltes af, fordi isbjerget hæver sig i vandet (**figur 158**).

NØGLEBEGREBER

- Exogen/endogen
- Peneplanisering
- Forvitring
- Erosion
- Sedimentation
- Kompaktering
- Cementering
- Metamorfose
- Fasediagram
- Smeltedannelse
- Intrusiv/ekstrusiv
- Isostasi
- Kratoner

REFERENCER

Bowen, N. L. (1956). *The evolution of the igneous rocks*. Dover Publications.

Bundy, F. P. (1989). Pressure-temperature phase diagram of elemental carbon. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 156(1), 169–178.

Holm, P. M., & Larsen, L. M. (2013). Vulkaner-hvorfor smelter Jorden? I *Geoscience - En Inspirationsbog til tagene Geovidenskab og Naturgeografi i Gymnasiet* (s. 16–25). Museum Tusculanum.

Marshak, S. (2011). *Earth: Portrait of a Planet: Fourth International Student Edition*. Norton.