

OCEANBUND SKUBBET OP PÅ LAND

- TROODOS KOMPLEKSET PÅ CYPERN

Niels Henriksen

Geologisk set kan Jordens overflade opdeles i kontinenter, havdækkede kontinentale platforme og oceanbassiner. Kontinenterne består hovedsageligt af sammensvejsede bjergkædefragmenter med stedvise overlejrende yngre sedimenter, og platformene består af 1–3 kilometer tykke sedimentlagserier, der er aflejret på et stabilt krystallinsk underlag. Tilsammen danner kontinenter og platforme stabile blokke, der betegnes som kratoner og som rummer dannelser, hvis oprindelse går flere milliarder år tilbage i Jordens historie. De oceaniske bassinområder er geologisk set ustabile og forholdsvis unge, idet de ældste oceanbundsdannelser, vi kender i dag, er knapt 200 millioner år og hovedparten er under 100 millioner år - altså en stærk kontrast til kratonerne. Oceanernes ustabilitet hænger sammen med, at der hele tiden nydannes oceanbund langs de midtoceaniske spredningsrygge, medens der samtidigt forsvinder oceanbund ned i Jordens kappe langs subduktionszonerne.

Kendskabet til kontinenternes og platformenes geologiske opbygning er meget stort og velunderbygget, primært fordi man her har adgang til at studere forholdene ved overfladen i de eksponerede dele af kontinenterne og ved bl.a. boreri i de lavvandede sedimentære bassiner. Med oceanerne er det betydeligt vanskeligere, først og fremmest fordi oceanbunden ligger under et flere kilometer dybt hav, og dernæst fordi de tidligere dannede havbundssekvenser bliver trukket ned i kappen og forsvinder igen efter 100-200 millioner år. Man regner med, at 99,98 % af al tidligere dannet oceanbund subduceres og går til grunde i Jordens kappe.

De oceaniske bassiner med store havdybder udgør ca. 38 % af Jordens overflade, og kendskabet til deres geologiske opbygning stammer primært fra skibsbårne geofysiske undersøgelser af de magnetiske og seismiske forhold. Disse undersøgelser blev intensiveret fra tidligt i 1960-erne, hvor eksistensen af havbundsspredning (seafloor spreading) blev erkendt. Senere er de geologiske undersøgelser blevet suppleret med indsamling af oplysninger om oceanbundsgeologien gennem optagning af prøver ved en slags bundtrawling (dreadging), ved dybhavsboringer og gennem direkte observationer fra dybhavsundervandsbåde. De geofysiske metoder giver kun indirekte oplysninger, der må tolkes geologisk, og den primære viden stammer fra et begrænset antal prøver og

boredata. Man kan derfor ikke umiddelbart sammenligne disse oceandata med de oplysninger man har fra kratonernes tilgængelige overfladenære dele. Der findes imidlertid i specielle tilfælde en mulighed for direkte undersøgelser af oceanbundsdannelser, idet der enkelte steder forekommer flager af oceanbundslitosfære, der ved tektoniske processer er blevet skubbet op på et kontinent og her bevaret som en indeslutning. Sådanne forekomster dannes kun under særlige geotektoniske betingelser, hvor en skive af oceanbundsskvensen unddrages subduktion ved at blive skubbet op over et tilgrænsende kontinent ved en såkaldt obduktion (modsat subduktion). Sådanne opskudte oceanbundskomplekser kaldes ofiolitkomplekser (BOKS 1), og det er primært fra disse, vi har fået kendskab til oceanbundens geologiske sammensætning og dens opbygning samt til de processer, der har dannet den.

Seismiske undersøgelser af jordskorpen under havbunden i oceanerne har vist, at bjergarterne her omfatter fire lag med hver deres karakteristiske seismiske hastighed (figur 1). Øverst i lag nummer 1 er p-bølge hastighederne fra 1,7–2,0

BOKS 1

OFIOLITER

Ofioliter: Ofioliter er fragmenter af oceanisk litosfære, der som relikter forekommer som strukturelle indeslutninger i kontinentale skorpedannelser. Ofiolitterne består af 5–10 kilometer tykke basiske og ultrabasiske bjergartsserier, dannet ved konstruktive pladegrænser. Ofiolitterne er blevet tektonisk skubbet ind over randzonen af et tilgrænsende kontinent. Bjergartsserien repræsenterer fragmenter af oceanskorpe eller oceanisk litosfære hyppigt dannet i et 'back arc basin' (bassin bag en øbue).

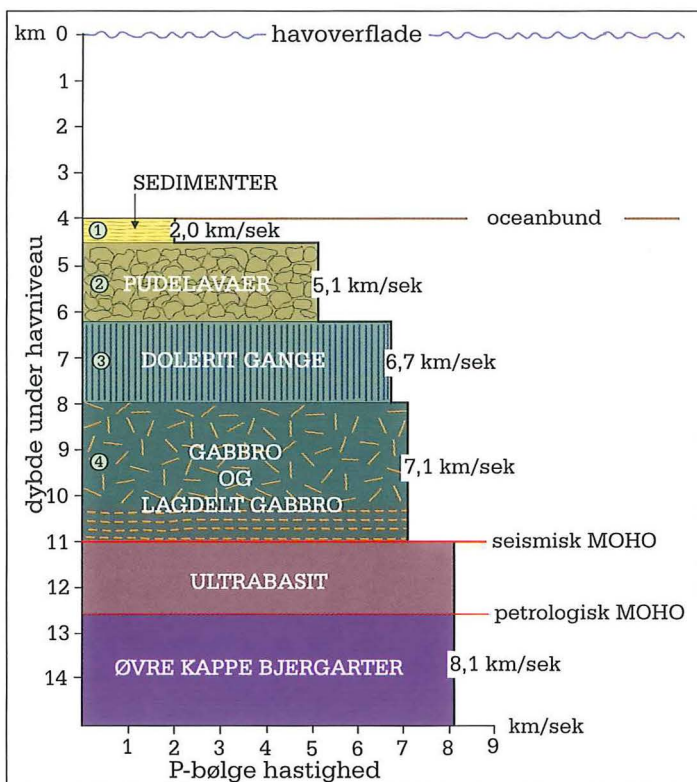
Ofiolitserien består i sin ideale udformning nedefra og opefter af ultramafiske harzburgiter (residual-bjergarter), lagdelte gabbroer og ultrabasitter, ikke-lagdelte gabbroer, dioriter og plagioklasgranitter (plagiogranitter), doleritiske gangsværme, basaltiske pudelavaer og eventuelt en serie dybhavssedimenter eller klastiske sedimenter af nedbrydningsprodukter fra vulkanske bjergarter. Ofte er lagseriens bund dannet ved en tektonisk proces, der resulterer i en basal stærkt shearet og tektoniseret ofiolitisk melange (blandingsbjergart), bestående af en kaotisk blanding af bjergartsfragmenter i en shearet matrix.

Ofiolitter kan være tektonisk placeret som fremmedlegemer i andre bjergartskomplekser ved forskellige former for sammenstuvning. Disse omfatter hovedsageligt følgende tre dannelsesmåder:

- a) Obduktion – d.v.s. opskydning ind over en kontinentmasse (modsat subduktion).
- b) Opbrydning af en subduktionsflage, så dele af den brækker af og skydes ind over en tidligere dannet øbue.
- c) Flagesammenstuvning med sedimentlagserier i et såkaldt 'accretionary prism' over en subduktionszone.

kilometer/sekund og fra dette lag stiger hastighederne springvis fra lag til lag op til ca. 7,1 kilometer/sekund i bunden af lag nummer 4, hvor man møder en seismisk diskontinuitet (Moho – se nedenfor), der danner grænsen til Jordens kappe. Fra laboratoriestudier af de seismiske hastigheder i forskellige bjergartstyper kan man skønne, hvilke bjergartstyper de fire lag må repræsentere, men et nærmere kendskab til disse og en afklaring af deres dannelsesmæssige baggrund har man først opnået gennem studier af ofiolitkomplekser, hvoraf et eksempel beskrives i denne artikel.

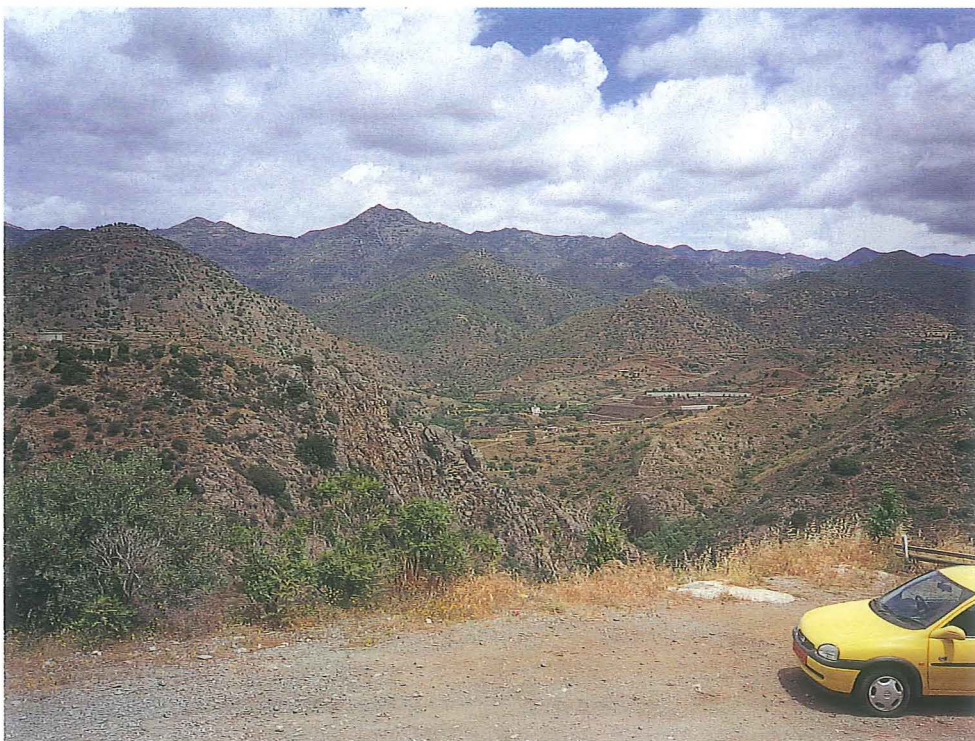
Materiale fra Jordens kappe er generelt utilgængeligt og vort kendskab til kappens bjergarter hidrører bl.a. fra små brudstykker (xenolither eller noduler), der bringes op til Jordens overflade sammen med vulkanske bjergarter fra dybtliggende smeltedannelser f.eks. i form af rørformede kimberlittiske intrusioner. Det bedste indblik i, hvad kappematerialet omfatter, får man dog fra de dele af kappen, der er bragt op til Jordens overflade som en del af ofiolitkomplekserne. Her kan man studere udsnit af kappedannelserne, hvis størrelse ofte når et omfang på mange hundrede kvadratkilometer.



Figur 1. Observerede seismiske p-bølge hastigheder under oceanbunden viser en springvis tiltagen i fem trin. Dette tages som udtryk for, at jordskorpen over seismisk Moho består af fire lag med sedimenter øverst og gabbroer nederst.

Ofiolitkomplekser forekommer kun i visse bjergkædestrøg, og der findes kun et begrænset antal velundersøgte komplekser, hvor man umiddelbart kan studere, hvordan oceanbunden er blevet til. Et af disse eksempler er Troodos komplekset på Cypern. Kompleksets opbygning og bjergarter kan samtidig benyttes til at belyse nogle af de geologiske processer, der danner baggrund for dannelsen af de enorme oceaniske bassiner, som ellers ikke direkte kan studeres geologisk ved Jordens overflade.

Cypern er let tilgængeligt som turistrejsemål, og enhver geologisk interesseret kan her få et indtryk af oceanbundsdannelserne og billedligt talt gå en tur på bunden af et ocean svarende til flere tusinde meters vanddybde, men vel at mærke foretage turen gennem et landskab, der nu befinder sig 1.000-2.000 meter over havet (figur 2).



Figur 2. Typisk landskabsbillede fra Troodos kompleksets sydøstlige del. Området er bevokset med spredte buske og træer og bjergarterne er som regel forvitrede og har en ensartet brunlig forvitningsfarve. De bedste blotninger findes ved vejgennemskæringer, så man opnår et godt indtryk af geologien ved at køre rundt i bil og stoppe op, hvor vejene er skåret gennem bjergsiderne.

OCEANBUNDSLITOSFÆREN

Litosfæredannelsen ved de konstruktive pladegrænser finder sted langs spredningszonerne i en få kilometer bred zone på tværs af spredningsaksen over opstigende kappediapirer. Litosfæren på dette sted er ifølge de seismiske undersøgelser kun 4–8 kilometer tyk og omfatter en øvre gabbroisk- basaltisk del (skorpen) og en nedre ultrabasiske del (kappen), der adskilles af en seismisk diskontinuitet kaldet Moho, opkaldt efter den jugoslaviske seismolog Mohorovicic. Moho afspejler en brat ændring af bjergarterne, idet laget under Moho består af kappebjergarter med en peridotitisk sammensætning (hovedsageligt bestående af olivin og pyroxen). Litosfærens undergrænse til asthenosfæren (BOKS 2) ligger i den peridotitiske bjergart og afspejler ikke en ændring i den kemiske sammensætning, men en ændring i bjergartens plasticitet (rheologisk

BOKS 2

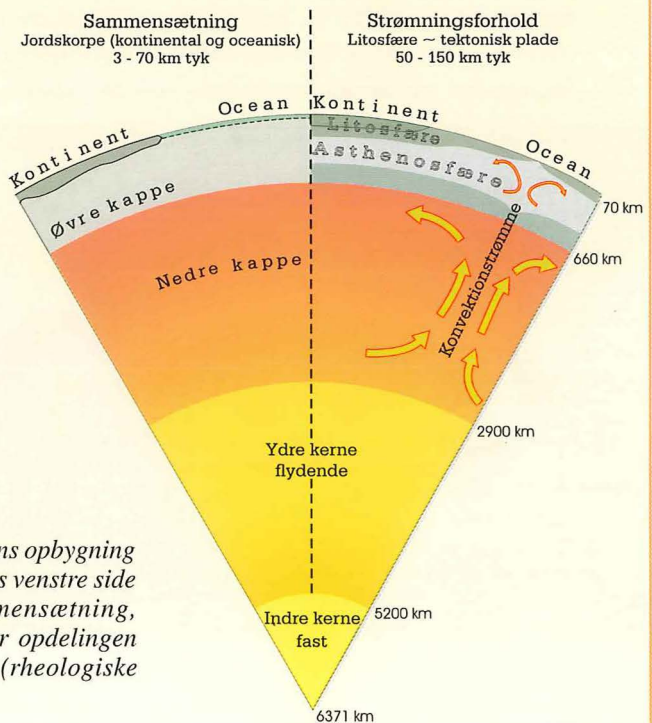
JORDENS OPBYGNING

Jordens opbygning og sammensætning er tredelt. Den ydre del består af en 50–150 kilometer tyk skal af stive bjergarter, litosfæren, der overlejrer en blødere zone kaldet asthenosfæren. Inderst i Jorden findes en tung jern-kerne i 2.900–6.371 kilometers dybde og derover følger en mellemliggende kappe fra varierende 3–70 kilometer og ned til 2.900 kilometers dybde, bestående af tunge ultrabasiske og basiske silikatbjergarter.

Det er vigtigt at notere, at grænsen mellem litosfæren og asthenosfæren ikke er en grænse mellem lag af forskellig sammensætning, men afspejler en overgang mellem en overliggende zone, hvor bjergarterne er stive, og en underliggende zone, hvor bjergarterne lettere deformeres. Øverst findes tynd zone - skorpen - der er fra 3–70 kilometer tyk.

Materialet i skorpen består også af silikatbjergarter, men disse er her sammensat af lettere bjergartsserier omfattende magmatiske bjergarter af basaltiske og granitiske typer samt forskellige sedimenter domineret af sandede og lerede serier og karbonatflejringer.

Udsnit af Jorden, der viser dens opbygning fra inderst til yderst. I figurens venstre side ses opdelingen efter sammensætning, medens dens højre side viser opdelingen efter de strømningsforhold (rheologiske opbygning).

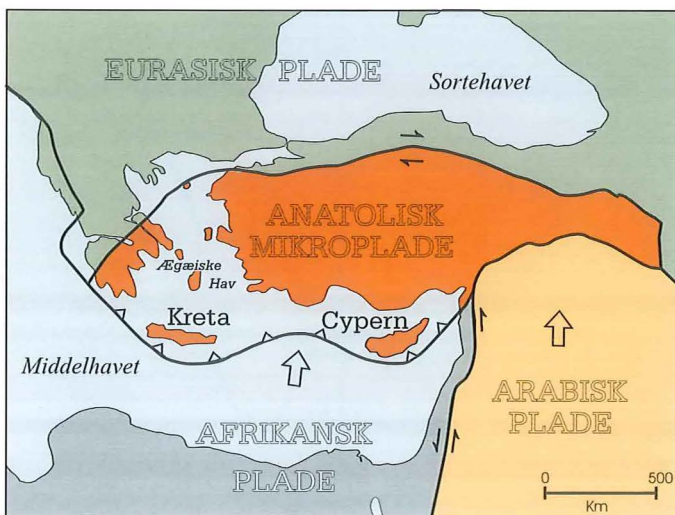


forhold).

I asthenosfæren er der mulighed for bevægelser og deformationer ved langsomme indbyrdes element eller partikelforskydninger (krybning; engelsk creep). Under oceanbunden er temperaturen ved grænsen til asthenosfæren ca. 1.200° C, hvilket ved de gældende trykforhold svarer til en temperatur, hvor en begyndende opsmeltning finder sted, så der opstår mulighed for plastiske bevægelser i materialet. Asthenosfæren strækker sig ned til ca. 400 kilometers dybde. På større dybde er trykket er steget så meget, at en delvise opsmeltning forhindres.

Litosfæredannelsen omkring spredningsryggene finder sted ved en hurtig størkning af de intruderende og ekstruderende magmaer. Når den nydannede del af pladen bevæger sig bort fra spredningsryggen, afkøles den gradvist, og samtidigt fortykkes den, så litosfærens tykkelse øges, jo længere væk fra spredningsryggen den kommer. Samtidig bliver den også ældre. Medens litosfæretykkelsen ved dannelsen kun var 4–8 kilometer, har den ude i randen af oceanet, hvor alderen er op mod 100 millioner år, en tykkelse på op til 60–80 kilometer. Ved langsomme omdannelser gennem millioner af år bliver litosfærebjergarterne under oceanbunden gradvist ændret (metamorfoseret), idet gennemtrængende vandige opløsninger omdanner mineralerne til vandholdige former, hvor OH-ioner (fra vand) bliver optaget i krystalgitterne.

Litosfærefortykkelsen bort fra spredningsryggene er primært forårsaget af, at temperaturen langsomt falder i den øverste del, og da grænsen til asthenosfæren ligger ved ca. 1.200° C, betyder det, at litosfærefortykkelsen fortsætter, indtil der er opnået termisk ligevægt mellem den geotermiske varme, der kommer nedefra, og den varme der produceres ved radioaktivt henfald i de stive litosfære-



Figur 3. Cyperns beliggenhed – geografisk og pladetektonisk. Mod nord ses dele af det eurasiske kontinent, inklusive den anatoliske plade. Mod syd udgør den afrikanske og den arabiske plade dele af det tidligere Gondwana superkontinent. Mellem disse to kontinenter fandtes Thetys Oceanet, hvor man nu har Middelhavet.

bjergarter oven over. Den tykkeste del af litosfæren er også den tungeste, og på grund af den isostatisk ligevægt med underlaget bevirker den større masse også, at disse dele har den største indsynkning, hvorfor de største oceanbundsdybder på ca. 5 kilometer findes over de ældste oceanområder.

Ude i randzonerne af oceanerne når litosfæren en sådan massefylde-ubalance i forhold til den underliggende kappe, at den synker ned i kappen langs en pladeformet subduktionszone. Den indsynkende litosfæreplade går langsomt til grunde nedad, og materialet opblandes med det omgivende kappemateriale eller opsmeltes lokalt og intruderer i højere jordskorpeniveauer (figur 14). Den indsynkende plades bevægelser kan seismisk spores helt ned til en dybde af knapt 700 kilometer.

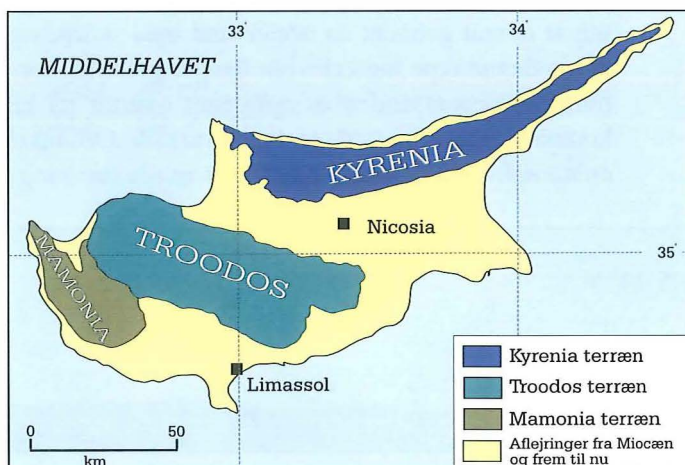
CYPERNS GEOLOGI

Cyperns beliggenhed i den østligste del af Middelhavet mellem Europa-Lilleasien i nord og det afrikanske kontinent i syd (figur 3) afspejler baggrunden for dens geologiske opbygning, som et område der er kommet i klemme mellem to kontinenter, der er stødt sammen. For ca. 250 millioner år siden (sen Perm) udgjorde området en del af en stabil shelf på nordsiden af Gondwana superkontinentet syd for det store Tethys Ocean.

Under opbrydningen af superkontinentet afbrækkedes nogle mindre fragmenter, der i dag findes som to geologiske terræner henholdsvis langs Cyperns nordside (Kyrenia terrænet) og sydvestside (Mamonia terrænet). Mellem disse to terræner dannedes et mindre ocean, og i dette udvikledes for ca. 90 millioner år siden det oceanbunds-kompleks, der senere blev til Troodos ofioliten. Tethys Oceanet reduceredes samtidig gradvist ved subduktion og forsvandt ved kollisionen mellem

Figur 4. Geologisk skitse-kort af Cypern med de tre geologiske 'terræner', der danner baggrund for Troodos ofiolitkompleksets dannelse.

Et geologisk 'terræn' er en distinkt tektonisk enhed med en bestemt geologisk historie – se teksten om sammensætningen af de viste terræner.



Afrika og Europa/Asien.

Ved sammenpresningen af de forskellige terræn-elementer kom dele af oceanbunden i klemme og blev skubbet sammen med kontinentalskorpe brudstykker. Herved undgik oceanbundskomplekset at blive trukket med tilbage i kappen ved subduktion, som hovedparten af skorpen i Tethys Oceanet. Ved en senere regional hævnning gennem de sidste par millioner år er Troodos kompleksets indre dele blevet hævet, således at dets centrale dele omkring Mount Olympus i dag ligger i ca. 2.000 meters højde.

Kyrenia bjergkæden langs nordranden af Cypern (figur 4) udgør en del af det alpine foldebælte i Grækenland og det sydlige Tyrkiet. På Cypern består den af en ca. 1.500–2.000 meter tyk serie af foldede kalksten og dolomitter, hvis alder spænder fra Perm til Eocæn. I lagserien forekommer indslag af basiske vulkanske dannelser fra Øvre Kridt, svarende til alderen på Troodos komplekset. Efter den regionale alpine foldning og deformation i Miocæn nederoderes dele af foldebæltet, og nedbrydningsprodukterne findes nu som en ca. 3.000 meter tyk flysch lagserie med gråvækker, sandsten og siltsten (om flysch: se VARV 2001,3).

Mamonia terrænet i det sydvestlige hjørne af Cypern udgør et kompleks, der er opstået som et sammenpressede prisme af bjergartsenheder langs en subduktionszone, der opstod i randen af Troodos komplekset sent i Kridt. Mamonia området består af en stærkt deformeret sekvens af mesozoiske sedimenter omfattende sandsten, kalksten og dybhavssedimenter, samt forskellige vulkanske dannelser.

TROODOS KOMPLEKSET

Troodos ofiolitkomplekset udgør den centrale del af Cypern (figur 4) og er et af de bedst bevarede og velundersøgte ofiolitkomplekser i verden. Dets opbygning udgør et snit gennem en oceanbund med skorpe og underliggende kappe, og netop denne type lagserie, har dannet grundlag for geologernes vurdering af, hvordan oceanbunden er opbygget overalt på kloden. Derfor er Troodos komplekset nu et klassisk geologisk område. Ofiolitkomplekset på Cypern danner en domeformet struktur på grund af en sen hævnning af de centrale dele (figur 5

S 14° V



gule yngre sedimenter

lysegrønne øvre pudelava

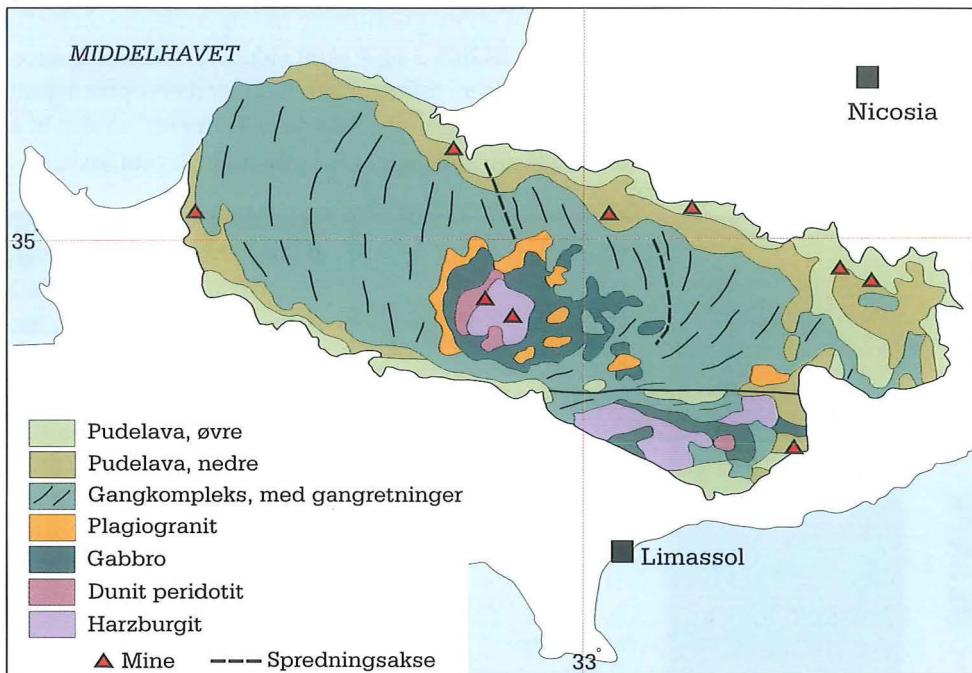
brungrønne nedre pudelava

grønne basal pudelava med gange

blågrønne gangkompleks

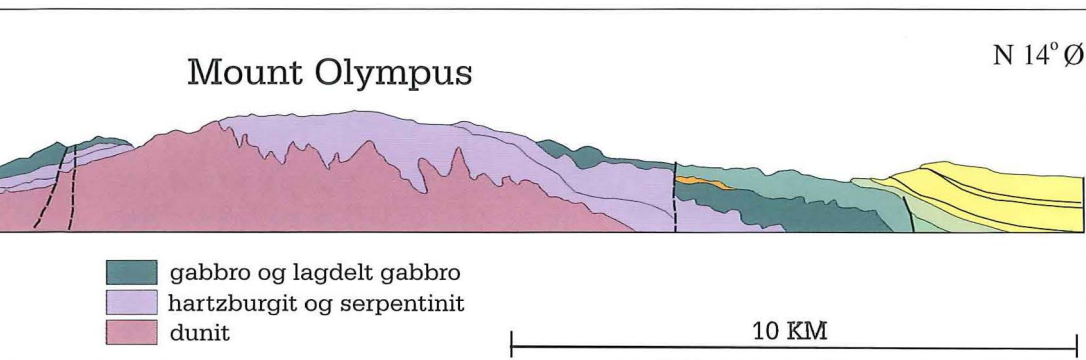
orange plagiogranit

og 6). Kernen og de inderste dele består af tektoniserede ultrabasitter, der repræsenterer et udsnit af kappebjergarterne. Stratigrafisk bliver disse overlejret af en basisk – ultrabasisk lagserie, der blev udskilt i højtliggende magmakamre på grænsen mellem kappen og skorpen. Herefter følger opad en serie med lodrette basiske gangintrusioner (engelsk: sheeted dykes) og en serie horisontale pudelavaer, der blev dannet ved lavaudbrud på havbunden. Øverst findes en tynd serie med sedimenter aflejret i dybhavet.



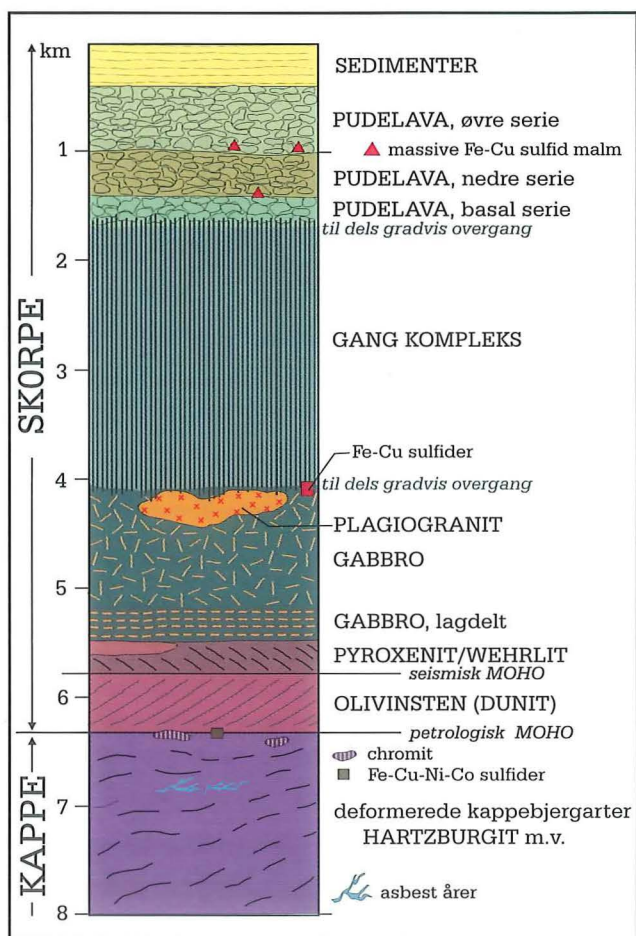
Figur 5. Geologisk oversigtskort over Troodos komplekset med angivelse af to fossile oceaniske spredningszoner, samt retning på gangintrusioner, der er parallelle med spredningsakserne. Blotningsmønstrets koncentriske form skyldes den sene domedannelse (se profilet gennem Troodos, figur 6), med en hævnning af den centrale del af komplekset.

Figur 6. Profilsnit gennem det lagdelte og senere opdømmede Troodos kompleks..



KAPPEBJERGARTERNE OG OVERGANGEN TIL SKORPEN

Cyperns højeste del omkring det 1.951 m høje Mount Olympus består af ultrabasiske bjergarter, der udgør en hævet blok af kappebjergarter, som på dannelsesetidspunktet lå 5–10 kilometer under oceanbunden. Den dominerende bjergart er en tektoniseret harzburgit (figur 7), der er kraftigt sekundært omdannet, således at 40–100 % er omdannet til en bjergart, der består af mineralet serpentin. Harzburgit betragtes som en restbjergart (residual bjergart), efterladt i forbindelse med ved ekstraktion af en magnesiumrig olivinbasaltisk smelte fra det lherzolitiske kappemateriale (BOKS 3 og 4 samt side 28). Harzburgiten er stærkt påvirket af sideværts bevægelser i asthenosfæren under dens oprængning under oceanbunden, og derved blev bjergarten stærkt deformeret, så der bl.a. dannedes breccier og netformede udsondringer med mineralet krysotilasbest.



Harzburgitmassivet indeholder overalt små aflange legemer af olivinsten (dunit), der er en bjergart, som næsten udelukkende består af mineralet olivin. Opad, over den petrologiske MOHO (figur 7), tiltager mængden af olivinstenslinser, der til sidst kan samles i et større sammenhængende dunitlag.

Dette går opad gradvist over i en zone med bjergarten wehrlit, som primært består af olivin og clinopyroxen. Herover kommer så en overgangszone med forskellige varianter af kappebjergarter (udgangs bjergarten lherzolit og forskellige residualprodukter) indtil serien går over i den egentlige skorpebjergartssekvens.

Figur 7. Idealsnit der viser opbygningen af lagserien i Troodos komplekset.

SKORPEBJERGARTERNE

Over de ultrabasiske kappebjergarter følger en todelt lagserie af mellem - grovkornede plutoniske ultrabasiske og gabbroide bjergarter, der er udkrystalliseret fra smelter i mindre magmakamre, hvis placering oprindeligt lå nogle få (3–5) kilometer under oceanbunden. Den nederste del består af bjergarter dannet i magma-kammerets nedre dele, hvor tidligt udkrystalliserede mineraler synker til bunds og ophobes som de såkaldte kumulatbjergarter. Herved dannes de lagdelte gabbroer, der i bunden kan indeholde linser af kappeagtige bjergartstyper (figur 7).

De enkelte lag er fra 2- 40 centimeter tykke og ofte kan de følges over flere hundrede meter. Lagene er hyppigt fladtliggende, men der er glidende overgange til skråtstillede og stejltstående lag. Dette skyldes, at lagene er parallelle med magma-kammerets sider, hvorfor de er skråtstillede ud mod siderne (figur 13). Lagene består af gabbroide bjergarter med varierende mængder af olivin, pyroxen og plagioklas, hvor ændringerne i sammensætningen kan ses som vekslende lyse og mørke lag (figur 8).

Ovenover lagserien med lagdelte gabbroer forekommer de 'ikke lagdelte' gabbroer, der repræsenterer udkrystalliserede bjergarter fra den restsmelte, der blev

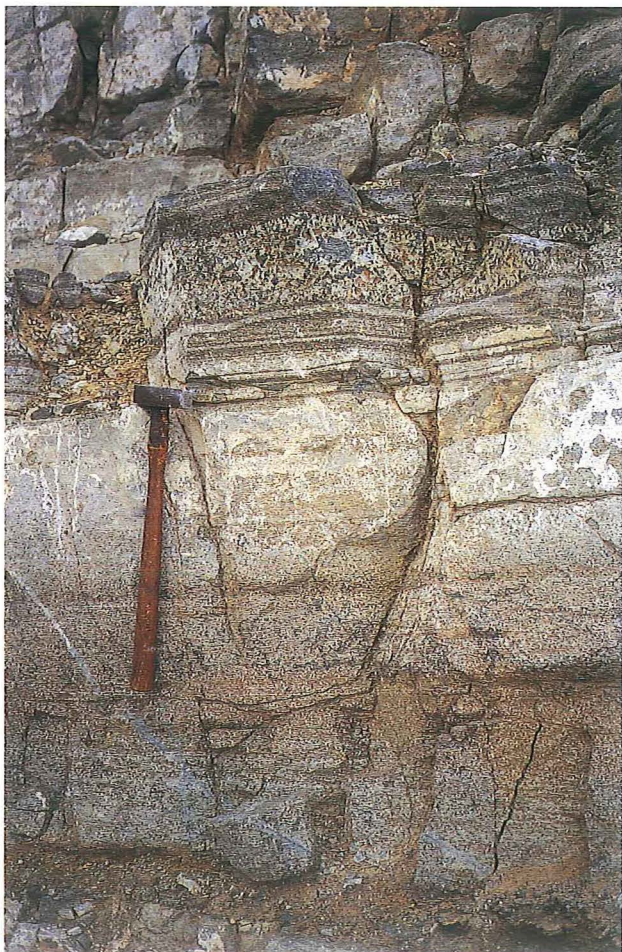
BOKS 3 OFIOLITSUITENS MAGMATISKE BJERGARTER

Typer	Bjergarter	Grupper	Mineraler %-andele								
			Olivin	Opx.	Cpx.	Opx. & Cpx.	Granat	Mørke min.	Plagioklas	Kalifeldspat	Kvarts
Sure	Granofyr							10	35	20	35
	Plagiogranit							20	50		30
Basiske	Tholeiit				48				50		2
	Basalt				50				50		
	Gabbro				50				50		
Ultrabasiske	Websterit	Pyroxenit	5	45	50						
	Ol.-websterit		20	40	40						
	Opx.- olivinit		35	60	5						
	Lherzolit #	Peridotit	58	11	18	13					
	Wehrlit		70	5	25						
Harzburgit	70		25	5							
Dunit	90		5	5							

Kappens moderbjergart

Opx. ~ ortopyroxen

Cpx. ~ klinopyroxen



Figur 8. Udsnit af serie med lagdelte gabbroer. Hver krystallisationssekvens begynder fra bunden med lidt grovere mørkere gabbroer. Disse går opad gradvist over i mere finkornede bandede lyse gabbrolag. Herefter følger en ny udkrystallisationssekvens, hvor lagopbygningen gentages. Hver sekvens er udskilt fra et nyt delmagma, der er blevet tilført magma-kammeret som en puls fra kappen nedenunder. Hammer-skiftet er 38 cm.

tilbage efter de tidligt dannede mineraler var sunket til bunds. Samtidig dannedes i toppen af magmakammeret sene restsmitter, der udkrystalliseredes som enklaver eller mindre intrusive bjergartssegregater af en plagioklasrig granit type kaldet plagiogranit (figur 7 og BOKS 3).

Over gabbroerne følger en op til et par kilometer tyk enhed, der næste udelukkende består af stejltstående tynde skiver af gangformede doleritiske intrusioner, hvis sammensætning er basaltisk. Strukturerne i denne serie kan nærmest sammenlignes med en pakke lodret stillede spillekort, hvor de enkelte skiveformede intrusioner til begge sider grænser op mod andre tilsvarende gangformede intrusioner (figur 9). De enkelte gange er fra få cm og op til 5 meter brede, men de fleste er mindre end et par meter tykke. De består af en



Figur 9. Sværm af stejltstående doleritiske gang intrusioner fra lagserien med gange (gang komplekset). På billedet kan det svagt erkendes, at gangene har en ensidig afkølingskontakt mod venstre, svarende til bort fra spredningssaksen. Gangen i midten med den brune forvitningsfarve er en lidt senere konform intrusion, der har en lidt afvigende sammensætning. Hammerskiftet er 38 cm.

finkornet basaltisk bjergart uden strøkorn, og kun enkelte af dem er af lidt varierende sammensætning med indhold af mindre mængder strøkorn af olivin og pyroxen. Nogle af gangene har kun afkølingskontakt til den ene side, hvilket er blevet tolket som udtryk for, at de enkelte gange er blevet spaltet af den følgende intrusion, så størkningskontakten kun ses langs den grænse, der vender bort fra den sprække, gangen er trængt op i. Gangenes rumlige orientering er ret konstant og er parallel med spredningsryggen. De var oprindeligt næsten lodrette, men på grund af bl.a. senere forkastninger hælder de nu nogle steder helt ned til omkring 30 grader. Grænserne under og over lagzonen med gange er begge steder forholdsvis skarp, men der kan dog findes en tynd mellemliggende overgangszone, hvor de to modstående lagkomplekser bjergarter kan være noget opblandet.



Figur 10. Billede af pudelava, hvor man tydeligt kan se form og størrelse samt afkølings-kontakt på de enkelte pudeformede legemer. Hammerskaft 38 cm.

Ofiolitkomplekssets øverste vulkanske dannelser består af en ca. 1,5 kilometer tyk serie med basaltiske pudelavaer, der er dannet på oceanbunden som udflydende vandrette lavastrømme. De enkelte puder er fra 0,3 - 1,5 meter i længden og er sædvanligvis noget fladtrykte. De har en tydelig tæt afkølingskontakt mod siderne og indeholder små luftblærer, der stedvis senere er blevet udfyldt med calcit og zeolit som sekundære mineralafsetninger fra cirkulerende vandige opløsninger.

Den centrale del af puderne er afkølet langsommere end yderranden, og derfor er kornstørrelsen her lidt større end i randen, men den er dog stadig kun finkornet. Mellemrummene mellem de enkelte puder kan ligeledes være udfyldt med sekundært udskilt materiale. Selvom bjergartsstrukturen i denne enhed er karakteriseret af pudeformerne, forekommer der dog også dele, hvor basalterne omfatter mere strukturløse tynde lavabænke og vulkanske breccier.

I Troodos komplekset har man i pudelavaerne skelnet mellem en øvre og en nedre serie (figur 5-7), hvor den ældste nedre serie består af lidt overmættede finkornede tholeiitiske basalter (svagt kvartsførende basalter), medens den yngre øvre serie består af olivin- og pyroxenporfyriske pikritiske (olivinholdige) basalter. De to typer stammer sandsynligvis fra to forskellige magmadannelser og afspejler forskellige magmatiske udviklinger i den nedre del af jordskorpen. Pudelavaserien er stedvis skåret af spredte doleritiske gange og er ligesom resten af komplekset påvirket af en række sene forkastninger, der gør det vanskeligt at korrelere enhederne i detalje og kortlægge sammenhængende enheder.

SEDIMENTERNE

De yngste aflejringer i ofiolitkomplekset på Cypren er tynde sedimenter af to typer. Den ene er klastiske sedimenter, der hovedsageligt består af erosionsprodukter fra de kun lidt ældre vulkanske bjergarter. Denne type kan være afsat sammen med hydrotermalt omdannede muddersten, der altså er en del af de vulkanske dannelser (figur 11). Den anden aflejrings type er ganske tynde finkornede dybhavssedimenter, der bl.a. omfatter siliciumrigt dybhavsslam, rigt på skeletrester fra radiolarier. Enheden ses nu som bænke af den flintagtige bjergart chert.

Troodos komplekset er unikt ved at være en forholdsvis intakt rest af et stykke oceanisk litosfære, der er upåvirket af senere intrusioner, og som kun i et moderat omfang er blevet påvirket af deformationer efter deres dannelse. Magma-sammensætningen er forholdsvis typisk, men der forekommer dog variationer på tværs af gangretningerne og parallelt med den gamle spredningsretning, hvilket afspejler nogle tidsmæssige ændringer i sammensætningen. Sådanne variationer er ikke blevet påvist i andre ofiolitkomplekser.



Figur 11. Billede af et udsnit af de sedimentære bjergarter, der forekommer øverst i lagserien i Troodos komplekset. Nederst (nærmest vejen) findes en række lysere grovkornede breccieagtige vulkanske nedbrydningsprodukter og over disse følger en serie rødbrune finkornede slamsten med indslag af sandede bænke. Profilet er 5–8 meter højt.

MINERALFOREKOMSTER I TROODOS KOMPLEKSET

Ofiolitkomplekser indeholder i mange tilfælde mineralforekomster, der er opstået i forbindelse med oceanbundsdannelsen. I kompleksernes ultrabasiske dele kan der udskilles større chromitansamlinger og i mindre grad også koncentrationer med sulfider af kobber og zink. Som en sekundær dannelse kan der i ultrabasitterne udskilles et fint netværk af tynde årer med serpentinasbest. Også i toppen af gabbrozonen kan der udskilles kobber- og guldmineraliseringer (med bl.a. kobberkis og magnetkis), og i de dybere dele af denne zone findes stedvis svage tilsvarende mineraliseringer. I pudelavaerne er der ligeledes massive ansamlinger med jern- og kobbersulfider (svovlkis og kobberkis).

Mineralforekomster i Troodos komplekset er blevet udnyttet fra ca. 2.000 år f.Kr., hvor ægypterne i bronzealderen fandt frem til at udsmelte kobber fra klumper af kobbermalm. Produktionen af kobber blev langt senere i stor udstrækning eksporteret til romerne, der betegnede det som *aes cuprium* (kobber fra Cypern). Gradvist ændredes dette sprogligt til kun at omfatte ordet *cuprium* eller *cuprum*, der jo er den latinske betegnelse, vi i dag bruger for grundstoffet kobber. Øens navn er derfor det, der verden over indgår i betegnelsen for kobber.

Mineralforekomsterne i Troodos komplekset omfatter hovedsageligt tre forskellige typer. I ultrabasitterne findes en meget stor forekomst af chrysotilasbest samt forskellige chromitforekomster, og i serierne med pudelavaer forekommer en række mindre massive sulfidforekomster med bl.a. kobber. Hertil kommer forskellige ikke økonomiske ansamlinger med pyrit og kobberkis i næsten hele lagserien fra ultrabasitter til pudelavaer. Den meget store asbestforekomst ligger i det dybeste snit af kompleksets ultrabasiske del i omegnen af Mount Olympus. Den er koncentreret i en zone, hvor der er foregået en meget intens sekundær serpentinisering og brecciering i en del af harzburgiten. Mineraliseringen findes som et netværk af tynde få millimeter til 1,5 cm tykke årer og i gennemsnit indeholder bjergarten kun 0,8–1,0 % serpentinasbest. Asbesten er blevet brudt siden begyndelsen af 1900-tallet og brydningen har resulteret i et åbent mineområde på næsten 1,5 x 2,0 kilometer (figur 12 og forside). Da brydningen var på sit højeste, produceredes årligt over 20.000 tons asbestfibre.

Den største og vigtigste chromitforekomst i Troodos komplekset forekommer på grænsen mellem en stærkt tektoniseret harzburgit og en zone med et kumulat af olivinsten – altså på grænsen mellem kappeultrabasitterne og ultrabasisit fra magmakammeret. Der findes flere chromitforekomster af denne type med 45–50 % Cr₂O₃, hvor enkelte malmlegemer indeholder op mod en million tons malm.

Sulfidlegemerne i pudelavaerne antages at være udskilt på oceanbunden sammen med lavaekstrusionerne som exhalative sulfidansamlinger (udskilt af svovlholdige gasser og væsker). De enkelte sulfidlegemer består hovedsageligt

af jernsulfider (svovlkis og magnetkis), men nogle indeholder også mindre mængder kobbermalm. De enkelte legemer er små linseformede ansamlinger på op til nogle få hundrede meters længde og med en tykkelse på nogle få titals meter. De mest massive malmbeforekomster af denne type består af op til 40 % sulfider, der kan have et kobberindhold på mellem 0,5 og 4 %. Foruden svovlkis, magnetkis og kobberkis indeholder denne type også mindre mængder kobalt, guld og sølv.

En særlig type mineraliseringer forekommer øverst oppe i den vulkanske lagserie på grænsen til sedimenterne. Disse mineraliseringer omfatter umbra- og okkerholdige afsætninger, der består af vandholdige jern- og manganiltforbindelser. Disse forekomster tolkes som afsat fra såkaldte 'black smokers', der er hydrotermale rørformede gasudstrømninger, som dannes på havbunden nær toppen af oceaniske spredningsrygge. Nutidige ækvivalenter findes på spredningsryggen East Pacific Rise ved munden af den Californiske Gulf,



Figur 12. Billede af det åbne brud ved asbestminen nær Mount Olympus centralt i Troodos komplekset. Brydningen er foregået ved afrømning af malmen i terrasser, der tydeligt ses på billedet. Minens dimensioner på overfladen er ca. 1,5 x 2,0 kilometer.

hvor udstrømningen foregår med en hastighed på 1 – 5 meter/sekund med en temperatur på mindst 350° C. Eksistensen af dannelser afsat fra ‘black smokers’ i Troodos komplekset er yderligere en indikation på, at komplekset repræsenterer en fossil oceanbundsdannelse. Okker og umbra benyttes som farvepigmenter og har fra gammel tid været anvendt til indfarvning af bl.a. lertøjsvarer.

OFIOLITKOMPLEKSER ANDRE STEDER I VERDEN

Selvom den altovervejende del af oceanbundsdannelserne gennem Jordens historie er gået til grunde ved subduktion ned i kappen, findes de dog bevaret en del steder som obducerede (opskudte) flager af ofiolitkomplekser, der er indesluttet i bjergkæder. De bevarede komplekser spænder aldersmæssigt fra den ældste del af palæoproterozoikum (ca. 2.500 millioner år) til næsten nutidige. Deres geokemiske signatur viser, at de fleste tilhører en type, der har iblandet lidt kontinentalt materiale i deres primære basaltiske magma, som er af MORB type (se side 32).

Mange steder er lagserierne i de ældre ofiolitkomplekser ikke fuldstændige, f.eks. mangler en del af dem laget med de stejltstående gange, medens ultrabasitter, gabbroer, pudelavaer og overliggende silikatrige sediment er tilstede. Når dertil kommer, at ofiolitkomplekserne i de ældre foldekæder er stærkt deformerede og metamorfoserede, kan det til tider være vanskeligt at erkende deres oprindelse.

De gabbroide og basaltiske bjergarter er sædvanligvis omdannet til grønsten og amfibolitter, hvorved deres oprindelige mineralsammensætning er gået til grunde, og på samme måde er ultrabasitternes mineralogiske sammensætning blevet ændret. De primære magmatiske strukturer kan være blevet overprægede af foliation og sekundær metamorf lagdeling, og selv den overordnede karakteristiske lagserieopdeling kan være blevet opbrudt i forbindelse med deformationerne. Det er derfor ikke altid muligt i disse gamle foldebælter at nå en endelig vurdering af, om et ofiolitlignende kompleks virkelig er et oprindeligt brudstykke af et gammelt ocean. Kun hvor omdannelserne er begrænsede, og hvor rester af de primære strukturer og den lagdelte opdeling er bevaret, kan man være sikker på deres oceanbundsoprindelse.

De fleste erkendte gamle ofiolitkomplekser har en tykkelse på mindre end 5 kilometer. De er sædvanligvis begrænset af overskydninger eller forkastninger og som nævnt er de hyppigt med en ufuldstændigt bevaret lagserie. Et af de ældste godt bevarede komplekser er det ca. 1.970 millioner år gamle Jorma kompleks i det nordlige Finland, hvor en ca. 5 kilometer tyk lagserie indeholder hele lagserien fra ultrabasitter til sediment.

I de ældre prækambriske og mere end 1.000 millioner år gamle foldebælter er ofiolitkomplekser sjældne. Derimod forekommer de noget hyppigere i de yngre

prækambriske (1.000–545 millioner år) og phanerozoiske (< 545 millioner år) bjergkæder (orogener). Unge (< 245 millioner) ofiolitkomplekser er kendt fra bl.a. de alpine bjergkædestrøg mange steder på jorden.

I de arkæiske orogener (>2.500 millioner år) er der kun fundet få og ufuldstændige ofiolitagtige komplekser, der alle mangler signifikante karakteristika. Der har derfor været en del diskussion om, hvorvidt der her var tale om egentlige oceanbundsrester, eller om oceanbundsskorpen har været anderledes opbygget i Arkæikum.

Ofiolitserien med ultrabasitter, gabbroer, diabaser, pudelavaer og radiolarholdige kvartsitiske sedimenter blev først beskrevet i begyndelsen af 1900-tallet af geologen G. Steinmann fra den penninske zone i Alperne. Bjergartsserien blev helt frem til efter opstillingen af pladetektonikteorien betragtet som en karakteristisk dannelse i visse eugeosynklinale lagserier. Den blev betegnet som 'Steinmann's treenighed', hvor ultrabasitter, basiske vulkanske bjergarter og dybhavssedimenter med radiolarlam var de tre karakteristiske enheder.

I Østeuropa forekommer ofiolitkomplekser i de alpine foldezoner på Balkan, og strøget med komplekserne fortsætter gennem Tyrkiet og videre langs grænsen mellem Irak og Iran og ender i Oman på den Arabiske Halvø. I dette sidste område findes et andet særdeles velbevaret ofiolitkompleks i Semail Napen, der kan følges over ca. 350 kilometer. Nedad er det begrænset af Semail overskydning, der for ca. 88 millioner år siden begyndte at obducere denne komplette ofiolitserie, der blev dannet for 96-93 millioner år siden.

Nutidige eller næsten nutidige ofiolitdannelse forekommer i den sydvestlige og vestlige del af det Pacifiske Ocean, hvor en serie små oceaniske bassiner og øbuer med ofioliter forekommer bagved dybhavsgravene over subduktionszonerne på grænsen mellem den eurasiske- og den pacifiske plade. Ofiolitkomplekserne her er nogle steder ganske unge og afspejler opskydninger indenfor de seneste 5 millioner år.

Studiet af de gamle ofiolitkomplekser viser, at den karakteristiske lagdelte opbygning af komplekserne må have forekommet i omtrent samme form gennem de sidste ca. 2.000 millioner år af Jordens udvikling. Hermed har man en indikation på, at oceanbundsopbygningen gennem hele denne periode har foregået på samme måde, selvom oceanerne i dette lange tidsrum må være blevet nydannet og er gået til grunde mindst 10 gange, når man går ud fra, at de ældste dele af vore nutidige oceaner er knapt 200 millioner år gamle. Ofiolitkomplekserne er derfor særdeles vigtige for vores opfattelse af de fortidige pladetektoniske mekanismer. Man må således antage, at tidligere tiders pladetektoniske processer i hvert fald helt tilbage til begyndelsen af Proterozoikum for ca. 2.500 millioner år siden, har svaret til de, vi kender i dag,

HVORDAN OPSTÅR OFIOLITSERIENS BJERGARTER

Gennem studiet af ofiolitkomplekserne med deres bestanddele af bjergarter fra den øvre del af Jordens kappe og de uddifferentierede skorpebjergarter har geologerne kunnet opstille en model for dannelsen af ofiolitserien. Denne omfatter tre hovedbestanddele, nemlig kappesekvensen, skorpesekvensen og sedimenterne.

KAPPESEKVENSEN

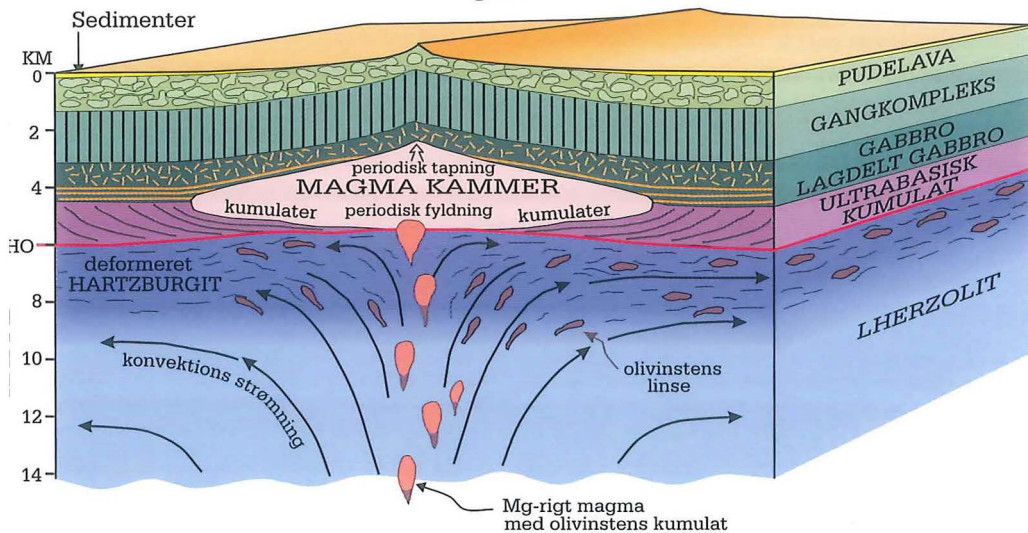
Baggrunden for ofiolitseriens dannelse skal søges i den øvre del af asthenosfæren, hvorfra der under en spredningsryg (konstruktiv pladegrænse) stiger en konvektionsstrøm op, som deles i to bevægelsesretninger (figur 13). Kappebjergarterne, der består af en aluminiumrig lherzolit (se BOKS 3), begynder i 50–70 kilometers dybde at smelte delvist, og danne en magnesiumrig olivinbasaltisk smelte. Denne smelte stiger fortsat op efter i konvektionsstrømmen sammen med den omgivende faste rest af bjergarten, der svarer til lherzolit minus smelten. Den relative smelteandel tiltager gradvist op efter, og i en dybde på 20–30 kilometer udgør den 20–30 % af bjergartsmassen.

De diffust fordelte Mg-rige smeltemasser samles efterhånden i mindre magmalegemer eller smådiapirer med form som dråbeformede legemer, der som små balloner stiger op gennem omgivelserne (figur 13) og den faste restbjergart bliver til en harzburgit (se BOKS 4). Da den opadgående bevægelse i konvektionsstrømmen fortsætter, stiger bjergartsmasserne fortsat, hvorved tryk og temperatur aftager. På et tidspunkt nås et niveau, hvor dele af det Mg-rige primære magma størkner og danner en magnesiumrig dunit (olivinsten) indeholdende mineralet chromspinel. Hermed er materialet i konvektionsdiapiren blevet til en trekomponent bjergartsmasse bestående af: 1) tektoniseret (se nedenfor) harzburgit, 2) krystallinsk dunit (olivinsten) og 3) smelter, der nu består af basisk (basaltisk) og ultrabasisk materiale. Temperaturerne er nu nået ned på ca. 1.000° C, hvor harzburgit-materialet konsolideres, hvorfor både dette og dunitbjergarten bliver påvirket af de tektoniske bevægelser, og bjergarterne deformeres. Strukturerne i bjergarterne viser, at disse bevægelser er vandrette, hvilket betyder, at både harzburgit- og dunitbjergarterne passerer grænsen asthenosfære–litosfære med mere eller mindre horisontale bevægelsesbaner væk fra den konstruktive pladegrænse.

SKORPESEKVENSEN

Ovenover de olivinrige kappebjergarter med ultrabasisk sammensætning følger sekvensen af skorpebjergarter, der er domineret af gabbroiske – basaltiske bjergarter. Grænsen mellem kappe- og skorpebjergarter er skarp og betegnes som petrologisk Moho, der afspejler en geokemisk brat ændring af bjergarts-

Oceanryg



Figur 13. Blokdiagram der viser en model for den tredimensionale opbygning af den øvre kappe og skorpen under en oceanisk spredningsryg, med en skematisk angivelse af de processer, der fører til dannelse af skorpebjergarterne.

sammensætningen. Overgangen mellem skorpe og kappe blev først påvist som et niveau, hvor de seismiske hastigheder øges markant nedad (seismisk Moho). Denne grænse er ikke helt identisk med den geokemiske grænse (petrologisk Moho, se figur 7).

Skorpebjergarterne omfatter 4–5 serier, der fra neden og op efter består af : 1) lagdelte gabbroer og ultrabasitter, 2) ikke-lagdelte gabbroer og mere sure bjergarterstyper, 3) dolerittiske gangsværme, 4) pudelavaer af basaltisk sammensætning og 5) eventuelle sedimenter. Serien tolkes som dannet gennem en kontinuerlig langvarig proces, der afspejler et forløb over mange millioner år og som udgår fra magmakamre i et sæt åbne systemer, der både får tilført materiale nedefra, og som afgiver materiale opad. Ovenover konvektionsstrømmene og over Moho dannes et magmakammer (figur 13), hvis form kan sammenlignes med en fladtrykt omdrejningselipsoide. Magmakammerets dimensioner er strakt ud i længderetningen (titals kilometre) parallelt med spredningsaksen og har en bredde på få kilometer til hver side af aksens. Tykkelsen er meget begrænset – måske mindre end 500 meter – men alle dimensionsangivelser er usikre, da der ikke findes gode data til en bedømmelse af disse forhold. Magmakammeret, der genforsynes periodevis med kappegenereret materiale af basisk - ultrabasisk sammensætning,

Magmaer opstår ved delvis eller total smeltning af eksisterende faste bjergarter i kappen eller jordskorpen. Deres sammensætning spænder lige fra sjældne ultrabasiske typer (komatiitter) over basalt og andesit til den sure rhyolit.

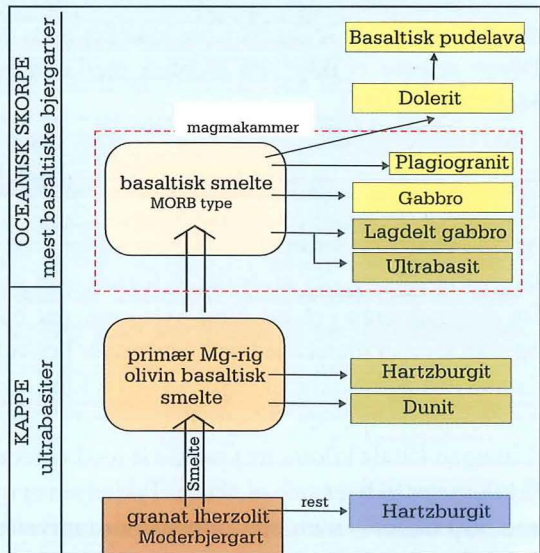
Når et magma afkøles, udkrystalliserer mineralerne i rækkefølge efter deres forskellige smeltepunktstemperaturer. Da mineralernes kemiske sammensætning er forskellig fra magmaets, ændres magmaets sammensætning i takt med mineralernes udkrystallisation. Typisk går denne udvikling fra mere basiske (SiO_2 -fattige) til mere sure (SiO_2 -rige) sammensætninger i takt med faldende temperatur og tiltagende størkningsandel. Disse processer, der er meget komplekse, kaldes magmatisk differentiation.

Magmatisk udkrystallisering af mineraler med faldende temperatur:

først _____ sidst
 Olivin, ortopyroxen (opx), klinopyroxen (cpx), plagioklas, amfibol, kvarts
 SiO_2 -fattige _____ SiO_2 -rige

Ofiolitseriens bjergarter er opstået ved en magmatisk differentiation, hvor de udkrystalliserede mineraler udskilles fra restsmelten enten ved at synke til bunds eller fordi de flyder op i magmaet p.g.a vægtfyldeforskelle. Dette kaldes fraktionel krystallisation. Ved disse processer ændredes det oprindelige magma fra den primær Mg-rig olivinbasaltisk smelte via en normal oceanisk basalt (MORB) til mere sure restsmelter af andesitisk til rhyolitisk sammensætning (plagiogranit i udviklingsdiagrammet). Bjergarter der er rige på bundfældede tungere mineraler (kumulater), omfatter ultrabasit og dele af de lagdelte gabbroer.

De ikke-smeltede dele af den oprindelige kappebjergart (Iherzolit) danner en rest bjergart (residual bjergart), der kaldes harzburgit, og udgøres af en ultrabasit med hovedsageligt olivin og ortopyroxen.



■ bjergart repræsenterende et residual
 ■ bjergart repræsenterende et kumulat

Udviklingsdiagram for ofiolit-suitens magmatiske bjergarter.

bliver aftappet fra toppen gennem ganginjektionerne opad og videre gennem gangene til ekstrusionen af pudelavaer på havbunden. Inde i magmakammeret udskilles de plutoniske bjergartsserier ved en gravitativ bundfældning af udkrystalliserede mineraler og mineralfaser, hvorved der dannes cykliske enheder med vekslende ultramafiske – mafiske bjergarter. Mineralfaserne afspejler et gradvist temperaturfald, hvor de udskilte mineraler i rækkefølge går fra olivin over pyroxen til plagioklas (BOKS 4). Derved dannes lag af bjergarter med varierende sammensætning, der spænder fra dunit til gabbro, og på denne måde opstår forskellige tynde lag i en lagdelt serie. Ved gentagne tilførsler ind i bunden af magmakammeret med relativt Mg-rige kappeafledte smelter genforsynes magmaet, og udskillelsen af en ny lagdelt serie kan tage udgangspunkt i den ny primære magmasammensætning. Ved den fortsatte proces dannes derved gentagne lagdelte cykliske serier, med ultrabasiske bånd i bunden og med feldspatrige gabbroiske lag i toppen.

Ovenover den lagdelte serie dannes en op til 500 meter tyk uregelmæssig sekvens af såkaldte højniveau gabbroer. Disse er ikke lagdelte og har en noget variabel sammensætning og tekstur (mineralkornsmønster). Bjergarterne her spænder fra gabbroide til plagioklasrige granitoide typer og betragtes som udkrystalliseret fra restsmelter i magmakammerets top. Oppe i dette høje niveau opstår der i dele af kammeret en koncentration af vandige opløsninger, eventuelt også gennem indtrængning og opblanding med havvand, så de udkrystalliserede bjergarters geokemi præges heraf.

En af ofiolitkompleksets mest karakteristiske enheder er laget, der udelukkende består af lodret stillede dolerittiske gangsværme med basaltisk sammensætning. Enheden er 1–1,5 kilometer tyk og består kun af gangmateriale bortset fra i top og bund, hvor der optræder indeslutninger af henholdsvis lavaer og gabbroide bjergarter. Gangene er i gennemsnit fra 0,3–1 meter brede og består af finkornet basaltisk materiale som regel uden strøkkorn. Der kan forekomme lidt forskellige magmatyper, der afspejler aftapning fra forskellige lokale magmakamre eller lommer i større magmakamre, og i nogle tilfælde kan der også forekomme sene gange, der skærer de først udskilte sværme. Helt generelt er gangsværmen parallel med spredningsaksen.

Den øverste del af den vulkanske lagserie består af en ekstrusiv sekvens – altså lavaer - der er trængt op til Jordens overflade, hvor de flyder ud til siderne og størkner som fladtliggende bænke. Når lava flyder ud i vand eller ekstruderes på havbunden, størkner den med en karakteristisk udformning, der dannes af små afgrænsede linseformede legemer, der har en afkølingskontakt ved linsens yderside, og hvor den indre del afkøles langsommere og danner en bjergart med en mere kornet struktur. Bjergarter med denne struktur kaldes pudelava (pillow

lava). De udgør hovedparten af den vulkanske del af den ofiolitiske lagserie og afspejler, at disse lavaekstrusioner fandt sted på oceanbunden på flere kilometers dybde. Den geokemiske sammensætning af disse pudelavaer er næsten identisk med den, man finder i den underliggende gangsværm, og spænder ligesom disse fra en basaltisk til en andesitisk bjergartssekvens. Gangene antages at være fødekanaler (feeders) for pudelavaerne, og begge enheder er dannet samtidigt. I Troodos komplekset skelner man i pudelavaerne mellem en øvre og en nedre del, hvor den nedre type ligner gangmaterialet, medens den øvre del er lidt anderledes og tolkes som dannet fra magmakamre, der fandtes lidt til siden for den egentlige spredningszone.

SEDIMENTERNE

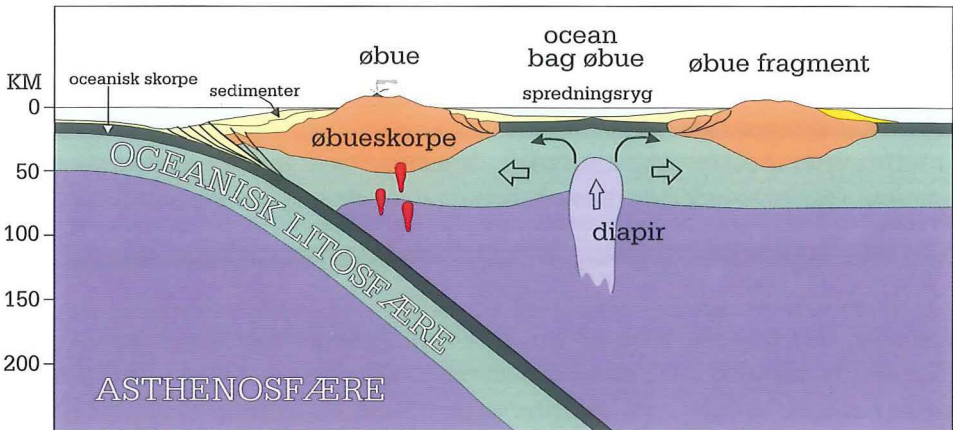
Ovenpå den øverste del af pudelavaserien og stedvis aflejret som lag i denne forekommer en mindre serie af sedimenter. Disse omfatter både nedbrydningsprodukter af de vulkanske bjergarter (vulkanogene klastiske sedimenter) og forskellige dybhavssedimenter, der er aflejret på oceanbunden nær spredningsryggen bl.a. i form af radiolarlam.

Hermed er den ofiolitiske bjergartsuite afsluttet, og alle de karakteristiske bjergartselementer med ultrabasitter, gabbroer, gangsværme, pudelavaer og siliciumrige sedimenter er tilstede. Dette er en unik bjergartssekvens, der kun bliver dannet ved konstruktive pladegrænser, og derfor er netop denne suite vigtig, når man forsøger at identificere eksistensen af gamle konstruktive pladegrænser, der er gemt i resterne af et gammelt foldebælte i et kontinent.

ER OFIOLITER KARAKTERISTISKE FOR OCEANBUND

Da næsten alt nydannet oceanbundsmateriale synker tilbage i kappen ved subduktion indenfor et tidsrum på 100–200 millioner år, repræsenterer ofiolitkomplekserne en afvigelse, idet de er bevaret ved Jordens overflade som fragmenter af fossile konstruktive pladegrænser. Man kan derfor spørge, om ofioliterne i virkeligheden er opbygget på samme måde som de almindelige oceaniske spredningszoner. Undersøger man de kendte ofiolitkomplekser, viser det sig, at de som regel er tektonisk indpressede i de omgivende kontinentale bjergartsområder. Den nedre grænsezone er som regel stærkt tektoniseret og består af en sammenblanding af bjergartsfragmenter i en stærkt deformeret (shearet) serpentiniseret grundmasse.

De fleste ofiolitsekvenser er af samme tykkelse, som den oceaniske litosfære ved spredningsryggene, men ellers meget tyndere end den oceaniske litosfære,



Figur 14. Skematisk snit gennem den ydre del af Jorden ved en subduktionszone og en øbue, hvor der bag denne udvikles et mini-ocean (back arc basin). De fleste kendte ofiolitkomplekser, bl.a. også Troodos komplekset på Cypern, antages at være dannet ved opskubning (obduktion) af oceanbundsfragmenter fra sådanne 'back arc' bassiner.

der er mere end 50 kilometer tyk i oceanernes yderste (og ældste) dele. Ofioliternes ringe tykkelse i forhold til tykkelsen af den oceaniske litosfære hænger sammen med, at det simpelt hen ikke er muligt at opskyde oceaniske plader/skiver, der er tykkere end ca. 10 kilometer. Ude i randen af de typiske oceaner er den oceaniske litosfære simpelthen for tyk og tung, så den synker helt automatisk tilbage i kappen langs subduktionszonerne.

Det betyder altså, at de oceanbundssekvenser, der vil kunne obduceres må være forholdsvis unge på obduktionstidspunktet. Undersøgelser i enkelte komplekser har da også vist, at ofioliternes ældste dele næppe er mere end ca. 10 millioner år gamle på det tidspunkt, hvor skiven presses op i de kontinentale omgivelser. En mulighed for en sammenkobling af denne type mellem en relativt ung oceanbundssekvens og en kontinentalskorpe kan kun finde sted, hvor spredningszoner og den konvergente pladegrænse ligger forholdsvis tæt ved hinanden. En sådan placering har man typisk i forbindelse med dannelsen af et mindre ocean (mini-ocean) bag en øbue – i en såkaldt 'back arc' position. Foran øbuen forekommer her en normal subduktionzone, der i dybet når ind under øbuen og delvis ind under mini-oceanet bag øbuen (figur 14).

Det basaltiske magma, der dannes under de typiske midtoceaniske spredningsrygge, har en olivin-tholeiitisk sammensætning. Magmaet dannes ved den delvise opsmeltning af lherzoliten i den øvre kappe, og generelt har disse basaltiske magmaer en meget konstant sammensætning. Geologerne refererer til denne 'standardsammensætning' som MORB basalt (Mid Ocean Ridge Basalt). Fra et

kemisk synspunkt har de en meget konstant sammensætning, når det gælder de mest almindelige grundstoffer (hovedelementer). Når det gælder mængden af de mere ualmindelige grundstoffer (sporelementer) er der derimod lidt variation afhængigt af dannelsesstedet på Jorden.

Ved analyser af det basaltiske materiale, der indgår i de fleste ofiolitkomplekser, kan man vise, at hovedelementerne har en sammensætning, der er meget tæt på MORB, og kun i sammensætningen af sporelementer er der afvigelser fra 'standardsammensætningen'. Nogle af disse sporelementvariationer afspejler en opblanding med kontinentalt materiale, hvilket antyder en oprindelig geotektonisk placering i en 'back arc' position over en subduktionszone (figur 14), hvor den ny oceaniske litosfære er dannet ved en spredningsryg placeret tæt ved en øbue eller tæt ved en ocean-kontinent grænse. Da den overordnede geokemiske lighed mellem MORB basalterne og de basalter, der forekommer i ofiolitterne, er på-faldende, og da forskellen i sporelementindholdet let kan forklares som nævnt ovenfor, antager man, at ofiolitkompleksernes generelle sammensætning og form godt kan være analog til opbygningen af oceanbunden ved de midt-oceaniske spredningsrygge og dermed også være et gyldigt udtryk for, hvordan oceanbassinerne under verdenshavene er opbygget.

GEOLOGISK TURISME

Vil man have et indtryk af, hvordan bunden af oceanerne er opbygget og ser ud, må man tage en tur med en specialbygget dybhavsundervandsbåd, men det er særdeles vanskeligt og bekosteligt at komme ned i dybhavet og gøre iagttagelser på denne måde. Det er derimod ganske let og moderat udgiftskrævende at vælge en geologisk turistrejse til Cypern, hvor man kan kombinere sine egne oceanbundsstudier med en behagelig ferie.

Troodos komplekset kan studeres ved ture gennem den domeformede og koncentrisk opbyggede lagserie. På øen findes et udbygget vejnet, der giver mange gode vejgennemskæringer, hvor man kan se friske snit gennem bjergarterne. På bjergsiderne er det betydeligt vanskeligere at få et indtryk af bjergarterne. Her er der mange steder en tæt bevoksning, og på det bare fjeld er bjergarterne ofte stærkt forvitrede, brunlige og grumsede at se på. Man kan vælge at foretage ekskursioner som et stratigrafisk tværsnit og begynde fra neden med ultrabasisitterne nær toppen af Mount Olympus for derefter at arbejde sig nedefter topografisk - men opad i serien - og ende med pudelavaer og sedimenter.

En anden og måske lettere vej er at begynde fra toppen af lagserien og blot følge vejene på tværs af massivet. På den måde kommer man automatisk gennem pudelavaer, gange, gabbroer og til sidst ind i ultrabasisitterne. Find et hotel, enten inde i land i hovedstaden Nicosia eller nede ved sydkysten i Limasol, og lej en

bil. Husk at køre i venstre side - et levn fra dengang Cypern var en del af det engelske kolonirige. Det er let at klare sig på engelsk, der tales af mange folk både i byerne og på landet. Som hjælp til at finde rundt i geologien er det en god ide at købe nogle geologiske kortblade, der findes i skala 1: 31.680 (two inches to one mile). Kortene, der omfatter Troodos komplekset med omgivelser, kan fås hos 'Geological Survey Department', Nicosia.

Det er bedst et tage af sted om foråret eller om efteråret, da sommeren er meget varm. God fornøjelse.

Mange af oplysningerne til denne Varv artikel er hentet fra en serie afhandlinger, der blev præsenteret i et symposium afholdt i Nicosia i 1987. Afhandlingerne er trykt i et symposiebind udgivet af The Geological Department, Nicosia, Cyprus: J. Malpas, E. Moores, A. Paayiotou & C. Xenophontos (editors) 1990: Ophiolites; Oceanic crustal analogues. Proceedings of the Symposium 'Troodos 1987'. 733 sider.

ORDFORKLARING

Basisk: Udtryk, der dækker over SiO_2 fattige bjergarter, som gabbro og basalt

Diapir: Dråbe- eller rørformet legeme af mobilt materiale (f.eks. magma), der på grund af lavere massefylde end den omkringliggende bjergarts masse stiger opad.

Eugeosynklinal: Udtryk der undertiden anvendes for den del af et indsyningsbassin (nær en kontinentrand), der vender mod den dybereliggende oceanbund. Eugeosynklinalen er præget af vulkanisme og klastisk sedimentation.

Kumulat: Magmatisk bjergart der er dannet ved opkoncentration af et enkelt mineral, f.eks. ved bundfældning i et magmakammer.

Sur: Udtryk, der dækker over SiO_2 -rige bjergarter som rhyolit og granit.

Ultrabasiske: Bjergart med et meget lille indhold af SiO_2 . Kappens ultrabasiske indeholder typisk mineraler som olivin og pyroxen.