

SANTORINIS EKSPLOSIVE HISTORIE

Af Kristian Kann og Anne Dorthe Juul Petersen

Santorini er en græsk øgruppe, der består af vulkanøerne Thera, Thirassia, Aspronisi og de senest aktive Kameni øer (figur 1). De tre af øerne udgør tilnærmelsesvis en oval rundt om en vandfyldt caldera. Thera er den største ø (og der hvor hovedstaden Fira ligger). Thirassia den næststørste ø og Aspronisi er en ganske lille, helt ubeboet ø. I midten af calderaen ligger de to yngste øer: Nea Kameni og Palea Kameni.

Det mest kendte af alle vulkan-udbrud på Santorini er det minoi-ske udbrud, der fandt sted for cirka 3.600 år siden (se VARV 1991,2 og 3). Det var ikke det voldsomste vulkanudbrud nogensinde, ej heller det der påvirkede jordens klima længst, men alligevel er Santorini en af de bedst beskrevne vulkaner i verden. Grunden til populariteten skal nok søges i, at Santorini passer utrolig godt ind i legenden om Atlantis, og at det minoiske udbrud sandsynligvis var begyndelsen til enden for det højtudviklede minoiske folk.

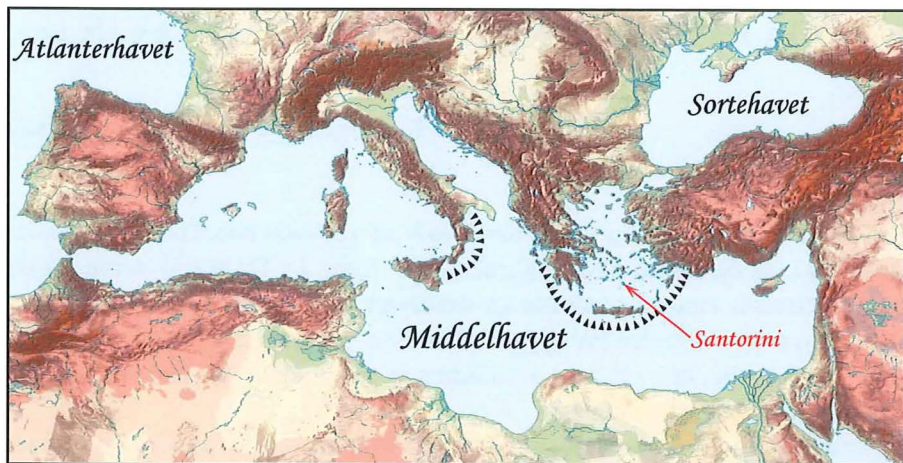
SUBDUKTIONEN

Santorini ligger i den hellenske øbue, som ligger ovenover den ene af to Wadati-Benioff zoner med aktiv vulkanisme i Middelhavet (figur 2). Den anden Wadati-Benioff zone er den tyrrenske, der ligger i det vestlige Middelhav syd for Italien. Subduktionen har her givet ophav til den italienske vulkanprovins med Etna i syd og Vesuv i nord.

Den hellenske øbue er beliggende i den sydlige del af det Ægæiske Hav og strækker sig fra Tyrkiets vestkyst til Grækenlands østkyst. Santorini ligger i den centrale del



Figur 1: Øgruppen Santorini. Calderaens ovale facon er dannet af episoder af vulkanopbygning og adskillige eksplosive calderakollapser gennem mindst 200.000 år. Charterfly lander på hovedøen Thera, og man har derfor nem og billig mulighed for at besøge et enestående geologisk udflugtsmål.



Figur 2: To af de aktive subduktionszoner i nutidens Middelhav: Den tyrrhenske i vest og den hellenske i øst. Siden Trias har der været adskillige subduktionszoner i det der i dag er Middelhavet. (Atlasudsnit: Copyright 1998. Interactive Ancient Mediterranean).

af øbuen, cirka 150 kilometer nord for Kreta. De andre vulkanøer, der indgår i øbuen, er Methana, Poros, Milos, Ægina, Nisyros, Yali og Kos, som alle har haft vulkansk aktivitet indenfor de sidste par millioner år. Vulkancentret Crommyonia på det græske fastland menes også at være dannet som følge af subduktionen og nævnes derfor ofte sammen med øerne i øbuen. Begge øbuer er resultat af sammenstødet mellem den afrikanske plade, der bevæger sig i nordlig retning med cirka 1 centimeter om året, og den relativt stabile eurasiske plade.

Vulkanøerne er etableret på kontinentalskorpe og dannet som følge af den subduktionen af den afrikanske plade under det Ægæiske Hav. Selve subduktionen finder sted cirka 200 kilometer syd for Santorini og markeres af den hellenske grav. Hvad den subducerende afrikanske pladefront består af vides ikke med sikkerhed. Nogle mener, at fronten til at begynde med bestod af oceanisk lithosfære, mens det der subduceres i dag kan være tynd kontinental-lithosfære. Andre mener derimod, at det der subduceres hele tiden har været, og stadig er, oceanisk lithosfære.

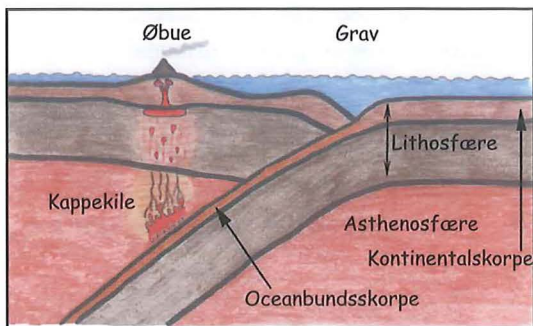
Vulkanerne i øbuen er opstået, fordi den subducerende plade under metamorfose frigiver volatiler til kappekilen, og mineralerne i kappekilen får herved nedsat deres smeltetemperatur (figur 3). På grund af den nedsatte smeltetemperatur vil en lille del af kappekilen efterfølgende kunne opsmelte, og smeltepartiklerne vil søge opefter, da de har lavere densitet end omgivelserne. Dette sker som følge af, at partiklerne udvides under opvarmning, og da de

stadig vejer det samme, får de en lavere densitet. Under opstigningen vil partiklerne samles i større og større ansamlinger, for til sidst at danne et magmakammer mellem skorpen og kappen.

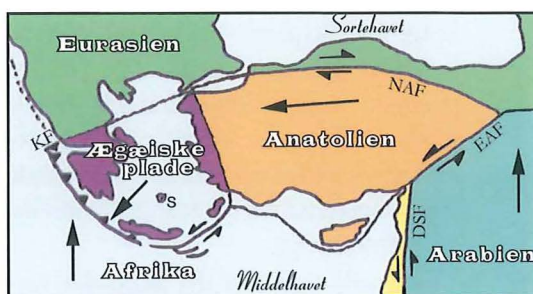
Subduktionen i det Ægæiske Hav er langt mere kompliceret end ovenfor beskrevet, da flere kontinentplader er indblandet heri (figur 4). Den ægæiske mikroplade, som Santorini ligger på, bevæger sig i sydvestlig retning. Dette forårsages af et pres fra øst, der opstår fordi den anatoliske plade (med Tyrkiet) bevæger sig mod vest og skubber på den ægæiske mikroplade. Den anatoliske plade bliver igen skubbet af den arabiske plade, og denne bevægelse kommer fra havbundsspredningen i det Døde Hav. Hele serien af bevægelser får den ægæiske mikroplade til at glide mod sydvest og ikke kun mod vest, som man måske skulle tro. Grunden til at pladen ikke kan bevæge sig stik vest er, at der her ligger kontinentalskorpe med bjergkæder, og det er derfor nemmere for pladen at glide i sydvestlig retning.

Dette er stadig ikke nok til at forklare hele subduktionsbevægelsen, for trækket fra den subducerede del af den afrikanske plade får, efterhånden som den synker, subduktionszonen til at rulle tilbage i sydlig retning og forårsager et træk i den ægæiske mikroplade. Dette medfører, at kontinentalskorpen på den ægæiske mikroplade er blevet strakt til dobbelt længde i de centrale dele (og lidt mindre i yderkanterne), og dermed er fortyndet væsentligt.

Selve subduktionen menes senest at være begyndt for cirka 13-16 millioner år siden.



Figur 3: Tværsnit af subduktionen af den afrikanske plade (til højre) under den ægæiske mikroplade. Magmadannelse i kappekilen over den subducerende plade giver ophav til vulkanerne i den hellenske øbue, som ligger cirka 140-150 km ovenover. Den hellenske grav er ca. 5 kilometer dyb og markerer selve subduktionen.



Figur 4: Mikropladernes bevægelser i det ægæiske område (pilene viser pladernes bevægelsesretninger). En serie af bevægelser resulterer i, at den ægæiske mikroplade bevæger sig mod sydvest. Som følge af alle disse bevægelser er hele det ægæiske område præget af jordskælv.

S: Santorini, DSF: Dødehavsforkastningen, KF: Kefaloniske forkastning, NAF: Nordanatoliske forkastning, EAF: Østanatoliske forkastning.

SANTORINI

Thera, Thirassia og Aspronisi er hovedsageligt opbygget af vekslende lag af lava og pyroklastisk materiale, men på Sydøstthera kan man se blotninger af det underlag, som hele økomplekset hviler på. Underlaget (også kaldet basement) består her af marmor og fyllit, der er gammel, metamorfoseret, hævet havbund, der som følge af pladekollisionen mellem Afrika og Eurasien er blevet skubbet op i Tertiær. Under resten af Santorini ligger basement under havniveau, og derfor er kun de vulkanske aflejringer blottede.

Santorini kan groft opdeles i et nordligt og et sydligt vulkanfelt. De adskiller sig ved at det nordlige vulkanfelt hovedsageligt er opbygget af lavastrømme (se forside foto), mens det sydlige felt hovedsageligt består af pyroklastisk materiale. I nord har der desuden været flere vulkaner end i syd, og disse er flere steder opsprækket og gennemskåret af lavagange.

UDBRUDSHISTORIE

Santorini har haft en spændende vulkanologisk historie. Den første vulkan så dagens lys på den sydlige del af øen Thera for omkring en million år siden (figur 5), i området hvor byen Akrotiri i dag ligger. Derefter rykkede vulkanismen nordpå, og den næste vulkan opstod på Nordthera. Denne vulkan kaldes Peristeria vulkanen og er kernen i Megalo Vouno vulkanekomplekset. For cirka en halv million år siden flyttede aktiviteten så til området, hvor hovedstaden Fira i dag ligger.

Den første caldera dannedes i det centrale (Thera) vulkanfelt, omkring 180.000 år før nu. Eksplosiv calderadannelse er en bortsprængning af vulkanens krater - og endog store dele af selve vulkanbygningen, som finder sted, når større mængder vand trænger ind i magmakammeret og giver anledning til meget voldsom eksplosiv aktivitet. Denne proces kaldes et phreatomagmatisk udbrud og har så voldsom karakter, fordi vandet bliver til damp og udvider sig, når det ved kontakten med det mange hundrede grader varme magma opvarmes kraftigt og øjeblikkeligt.

De næste vulkaner der dannedes var Mikro Profitis Ilias og Megalo Vouno, der dannede grundlaget for det store overlappende vulkanfelt mod nord. Herefter kom yderligere to vulkaner til: Simandiri og Skaros. Simandiri opbyggede den underste del af øen Thirassia, og Skaros havde sine første udbrud lige syd for Mikro Profitis Ilias. Thera vulkanen opbyggedes på ny, for til sidst at kulminere i endnu en caldera mellem vore dages Kameni øer og Fira, omkring 80.000 år før nu. Vulkanismen på Thirassia og Skaros fortsatte, og vulkanerne voksede med tiden sammen til den store Thirassia-Skaros vulkan. Lavagange gennemsatte Megalo Vouno og Mikro Profitis Ilias og to slaggekegler dannedes

Figur 5: Fortolkning af Santorinis mulige eruptionshistorie. Beskrivelsen begynder i øverste venstre hjørne og slutter i nederste højre hjørne og viser den mulige udbredelse af vulkancentrene og altså ikke alle disses udbrudsprodukter.

I figur a ses basement, og den mulige udbredelse af dette, inden vulkanisme har fundet sted.

Figur b viser den første vulkanisme i Akrotiri og på figur c vises Peristeria vulkanen i nord og Thera vulkanen i syd. Den første calderadannelse finder sted, da Thera vulkanen kolliderer som vist på figur d.

På figur e har de to nordlige vulkaner Megalo Vouno og Mikro Profitis Ilias nået deres største udbredelse.

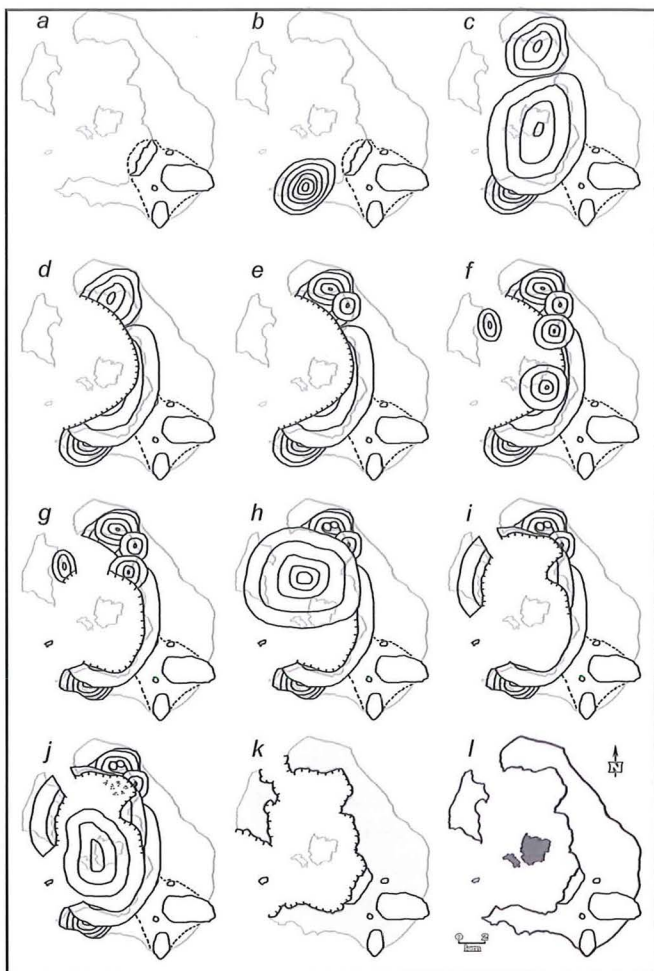
Figur f viser Simandiri mod vest og Skaros mod øst, mens Thera vulkanen på ny har aktivitet mod syd.

Den anden caldera dannes ligeledes under Thera vulkanen som afbildet på figur g, hvor også de første lag afsættes på øen Aspronisi. Ustabilitet efter calderakollapset medfører sammenstyrtning af Akrotiri vulkanens sydlige flanke.

Figur h viser to små slaggekegler ovenpå Megalo Vouno, samt opbygningen af den store Thirassia-Skaros vulkan i nord, mens denne på figur i er bortsprængt under den tredje calderadannelse, der har sin begyndelse i Cape Riva området.

Figur j viser den minoiske vulkan (Minoernes Atlantis) beliggende omtrent midt i calderaen, og de små prikker i den nordøstlige del af calderaen repræsenterer stromatolitterne, som omtales i teksten. Det minoiske udbrud efterlader øen med et udseende som på figur k, da den fjerde caldera dannes og bortsprænger store dele af øen samt aflejrer enorme mængder pimpsten og andet vulkansk materiale på ydersiden af øerne.

Endelig afbilder figur l Santorini, som øgruppen ser ud i dag med den nyeste vulkanisme, Kameni øerne, i midten.





Figur 6: Blok med stromatolitter, der er slynget ud af calderaen under det minoiske udbrud. På store dele af øen, kan man finde sådanne løse blokke og mange af dem er af de lokale anvendt som byggemateriale.

oven på Megalo Vouno. I den nordlige del af Thirassia-Skaros vulkanen blev endnu en caldera dannet cirka 22.000 år før nu. Denne såkaldte Cape Riva eksplosion bortsprængte store dele af alle de nordlige vulkaner (Peristeria, Simandiri, Thirassia-Skaros, Megalo Vouno og Mikro Profitis Ilias) og dannede et lavvandet hav, hvor vulkanerne før stod. Heri slog cyanobakterier sig efterfølgende ned og dannede stromatolitter (figur 6). Nyere undersøgelser har vist, at Cape Riva eksplosionen mindst har været af samme størrelse som det efterfølgende minoiske udbrud, og derfor kan det udmærket tænkes, at der tidligere har været flere udbrud af samme størrelse eller måske endda større.

Den Minoiske vulkan opbyggedes lige omkring vore dages Kameni øer, og dens udbrud kulminerede i en sidste calderadannelse cirka 3.600 år før nu. På calderaens stejle skråninger kan man den dag i dag finde rester af de førnævnte stromatolitter, som blev slynget ud samtidig med det voldsomme udbrud (se detaljeret beskrivelse af udbruddet i VARV 1991, 3). At stromatolitterne ligger på calderaens indervægge viser, at Santorini før det minoiske udbrud, lige som nu, havde en vulkanø i en vandfyldt caldera, og at øen ikke, som man førhen troede, var kegleformet. Meget tyder på, at minoerne, der beboede Santorini på tidspunktet for udbruddet, havde anlagt en større by på vulkanøen, der altså lige som nu må have ligget nogenlunde centralt i den vandfyldte caldera, men

dog var en del større end vore dages Kameni øer. Dette fremgår f.eks. af en fresko udgravet fra den minoiske bebyggelse ved Akrotiri, som netop viser en stor, beboet ø omgivet af vand og en omgivende halvmåneformet ø med bjerge. Disse fakta sammenholdt med Platons dialoger om Atlantis, en ø der var beboet af et højtudviklet folk og som pludselig sank i havet, har fået mange til at foreslå Santorini som værende resterne af det forsvundne Atlantis.

Kameni øernes vulkaner begyndte deres aktivitet i den nuværende, vandfyldte caldera cirka 200 år f.Kr., og den lille Columbos Bank vulkan blev dannet i 1650. Columbos vulkanen er en undersøisk maar vulkan, der ligger otte kilometer nordøst for Santorini. Dens top er nu 20 meter under havoverfladen.

Adskillige udbrud har opbygget de centrale calderaer, og det seneste vulkanudbrud på Santorini fandt sted på øen Nea Kameni i 1950.

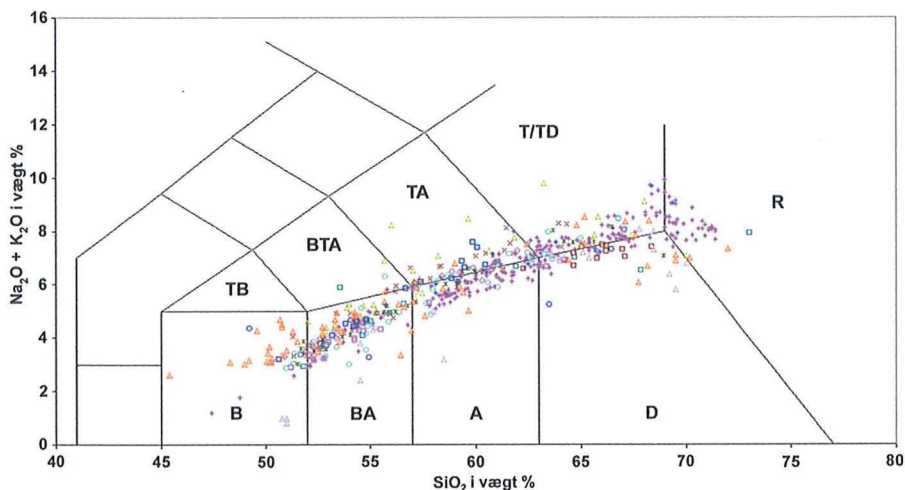
Talrige voldsomme eksplosioner (mindst de fire beskrevet her, men muligvis så mange som tolv) skaber vore dages op til 400 meter dybe, oversvømmede, ovale caldera, som senest er formet af den minoiske eksplosion. Den eksisterende caldera har stejle vægge, der rejser sig fra havet og op til 330 meter over havniveau.

GEOKEMI

Indsamling af lavablokke på Santorini har tilvejebragt nye informationer om de processer, der har spillet ind i dannelsen af vulkankomplekset. Af de hjembragte prøver er der lavet tyndslib, så bjergarternes mineralindhold har kunnet undersøges i mikroskop, og den resterende del af hver prøve er blevet knust til udførelse af geokemiske analyser. Ved at afsætte de opnåede data i udvalgte diagrammer kan man klassificere bjergarterne, og af- eller bekræfte de teorier man måtte have.

Tidligere geokemiske undersøgelser har vist, at der er flere holdepladser for magmaet under opstigning, samt at sedimenter har spillet ind i dannelsen af smelterne og derfor må være blevet trukket med ned i kappen sammen med den afrikanske plade. Santorinis lavaer menes at have opholdt sig op til et par tusinde år i nogle mindre magmakamre nogle få kilometer under overfladen inden udbrud. Geokemien af Santorinis lavaer viser desuden, at de forskellige vulkaner i komplekset er nært beslægtede, da der kun ses mindre variationer i kemien på tværs af de enkelte udbrudscentre.

Bjergarter kan klassificeres ud fra forskellige kriterier. Ved at afsætte de opnåede data i et TAS-diagram (VARV 2002,4 og figur 7) får man vist den totale mængde alkalier ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) mod silika (SiO_2). Bjergartens grad af udvikling afspejles i SiO_2 -indholdet, og det kan således ses, at vulkanske bjergarter med et lavt SiO_2 -indhold (45-52 vægtprocent SiO_2) ikke har

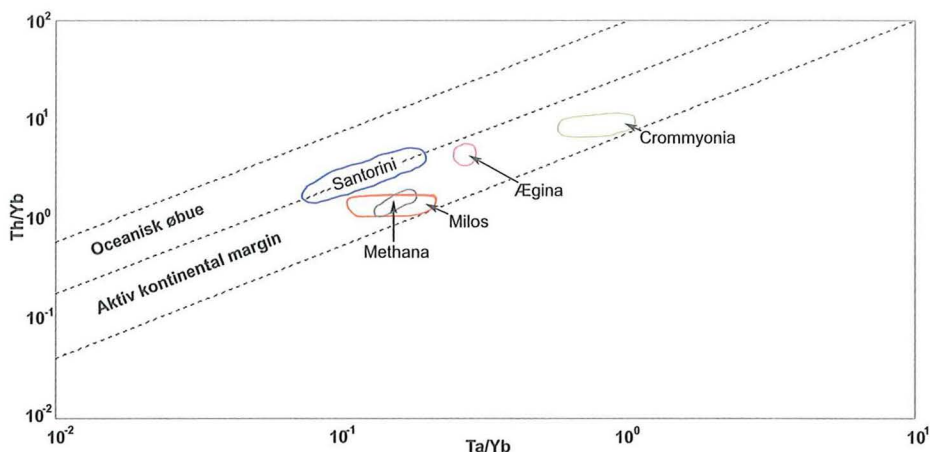


Figur 7: TAS-diagram. Santorinis lavaer følger en fælles magmatisk udvikling, hvilket betyder at krystallisation af mineraler resulterer i en udvikling fra basalt til rhyolit. Sammenfatning af geokemien viser, at Santorinis lavaer er udviklet ved processerne fraktioneret krystallisation, assimilation og magma mixing.

B – basalt, BA – basaltisk andesit, A – andesit, D – dacit, R – rhyolit, TB – trachybasalt, BTA – basaltisk trachyandesit, TA – trachyandesit, T/TD – trachyt eller trachydacit. Der er afsat i alt 600 datasæt i diagrammet.

gennemgået særlig stor grad af fraktioneret krystallisation og de klassificeres så som basalter. I subduktionszonemiljøer vil et basaltisk modermagma, der gennemgår fraktioneret krystallisation (af mineraler med lavere SiO_2 -indhold end smelten), udvikle sig til en basaltisk andesit og kan efterfølgende udvikles yderligere til andesit, dacit og rhyolit. Andre vigtige processer, der har medvirket til dannelsen af Santorinis lavaer, er magma mixing, en proces hvor et eller flere magmaer blandes - f.eks. ved ny tilførsel af magma til et magmakammer, og assimilation, som er en proces, hvor magmaet reagerer med sidebjergarten og 'forurenes' med grundstoffer fra denne.

Sædvanligvis kaldes miljøet, hvor en oceanplade glider under en kontinentalplade for en aktiv kontinental margin. De fleste vulkanøer i den hellenske øbue udviser som forventet karakteristika for dette miljø. Af geokemiske analyser kan dog ses, at Santorinis vulkanprodukter tilnærmelsesvis følger en udvikling for oceaniske øbuer, nemlig det miljø hvor oceanplade subduceres under oceanplade (figur 8). At Santorini-lavaerne viser en sådan udvikling kan blandt andet skyldes, at kontinentalskorpen under Santorini er særdeles fortyndet (cirka 20-25 kilometer mod gennemsnitligt cirka 40-50 kilometer). Derfor minder forholdene, hvorunder magmaet udvikler sig, mere om miljøet for de oceaniske øbuer. Da kontinentalskorpen her dog stadig er en del tykkere end den typiske



Figur 8: Forenkling af et Th/Yb-Ta/Yb diagram (de kemiske symboler står for følgende sporgrundstoffer: Th= thorium, Ta= tantal og Yb= ytterbium), som opdeler bjergartsprøver i forskellige tektoniske miljøer. Prøver fra andre øer i den hellenske øbue falder alle inden for feltet for 'aktiv kontinental margin', mens prøver indsamlet på Santorini i 2000 og 2001 ligger på grænsen mellem 'aktiv kontinental margin' og 'oceanisk øbue' (se ordforklaring). Crommyonia er et vulkancenter beliggende på det græske fastland, som ofte sammenlignes med øerne i øbuen, da det også er dannet som følge af den hellenske subduktion.

oceanbundsskorpe (5-10 kilometer), vil der være mulighed for, at magmaet forurenes med kontinentale karaktertræk, hvis magmakammeret tilbageholdes på grænsen mellem skorpen og kappen. Andre vigtige faktorer for, at Santorini følger denne specielle udvikling, er eventuelle variationer i kappens sammensætning i øbuens længde og ændringer i kappens sammensætning under Santorini gennem tid.

På baggrund af geokemiske og mineralogiske ligheder i de indsamlede prøver kan det, der i dag ligner rester af tre selvstændige vulkaner (Ammoudi, Skaros og Thirassia) (se figur 1) samles til den store, forhistoriske Thirassia-Skaros vulkan. Af feltobservationer (figur 9) fremgår det tydeligt, at Thirassia og Ammoudi har været forbundet, men at Skaros også har været en del af den oprindelige vulkan, kan kun ses af kemien. Thirassia-Skaros vulkanens top har ligget inde i calderaen mellem vore dages Kameni øer og Skaros. Hovedkrateret har sandsynligvis leveret lavastrømme til Skaros, mens sidekratere har leveret lavaer til Thirassia og Ammoudi.

Lavagangene i det nordøstlige hjørne af calderavæggen synes at have gennemsat Megalo Vouno vulkankomplekset af flere omgange (figur 11). Nogle af gangene gennemsetter hele komplekset og er blottede på toppen af Megalo



Figur 9: Enkelte af lavastrømmene på Thirassia skiller sig ud ved at være størket koncentrisk og har derfor fået kælenavnet 'roulade-lavaer'. Øverst ses almindelige lavastrømme. To 'roulade-lavaer' ses lige til højre for personen og skråt til venstre ovenfor ham.

Vouno, mens andre stopper i forskellige niveauer i calderavæggen. Et enkelt sted skærer én lavagang to andre, som altså må være indtrængt tidligere. Sprækkerne, hvorigennem magmaet har trængt op, tænkes at være dannet på grund af den tektoniske ustabilitet i denne del af det Ægæiske Hav (NØ-SV-gående normalforkastninger), sandsynligvis kombineret med vulkansk betinget indsykning (calderakollaps) forårsaget af Cape Riva udbruddet.

HVAD DRIVER EN VULKAN?

Mange forskellige faktorer skal opfyldes førend en vulkan eruperer. F.eks. skal der udover den komplicerede smeltedannelse, som er meget forskellig i de enkelte tektoniske miljøer, være sprækker eller revner i skorpen, så magmaet kan trænge op til overfladen. Først og fremmest skaber radioaktivt henfald varme inde i Jorden, hvilket medfører at en del af mineralerne i kappen er nær deres smeltepunkt. Hvis der opstår gunstige forhold, som f.eks. i forbindelse med en subduktionszone, vil der kunne dannes magmaer, og hvis magmaet har lavere densitet end den omgivende lithosfære, vil magmaet naturligt stige op. Et magma kan også have samme densitet som omgivelserne, og vil ikke stige



Figur 10: Øverst lavagange (i alt omkring 70) som skærer caldera-væggen i det nordøstlige hjørne af Santorini. Mindst 12 af gangene fortsætter hele vejen op igennem den 330 meter tykke lagpakke.

Til højre: Lavagangene har meget forskelligt udseende - både med hensyn til farve og tykkelse. Den tykke gang til højre i billedet er 2 meter bred ved havniveau. Den smalle sorte gang til venstre er derimod først blottet i væggen ca. 3 meter over havniveau.

op førend temperaturen i magma-kammeret daler, og mineraler som olivin og plagioklas begynder at udkrystallisere (se også VARV 2001,4). Magmaet får som følge af krystallisationen en lavere densitet. Når det derefter stiger mod overfladen vil der typisk dannes et mere overfla-



denært magmakammer med mulighed for yderligere krystallisation (olivin og plagioklas samt mineraler som clinopyroxen, orthopyroxen og titanomagnetit), og herfra vil selve udbruddet endelig finde sted.

Når et udbrud begynder, og magmaet stiger op gennem kraterets føderør, er der flere ting der afgør, hvordan udbruddet efterfølgende bliver:

- magmaets viskositet (hovedsagelig indholdet af SiO_2 – jo mere, jo sejere).
- magmaets indhold af krystaller (et stort indhold vil øge magmaets viskositet, dvs. hvor sejtflydende magmaet er)
- magmaets indhold af volatiler (et stort indhold kan føre til et eksplosivt udbrud)
- magmaets tryk, eller rettere trykforskel mellem kammer, føderør og krater (vil afgøre hvor hurtigt tilstedeværende volatiler vil udvide sig – er trykforskellen stor, sker udvidelsen hurtigt og eksplosivt)
- kraterørets længde (et langt rør kan virke som et kanonløb, og accelerere magmaet således at udbruddet bliver voldsommere) og
- kraterørets udformning (et lige rør giver bedre acceleration, mens et rør der er tragtformet opefter dæmper eruptionen).



Figur 11: På Santorini vikles den levende vinplante rundt og opbygges med tiden til en beskyttende kurv, så druerne ikke bliver beskadiget eller går til grunde, når pimpstenen hvirvles op i blæsevej.

Et udbrud kan stoppe, når sejtflydende lava størkner i røret, når kraterrøret lukkes til af den omkringliggende klippe fordi trykket i røret falder, eller hvis magmasøjlen trækker sig tilbage. Efter et udbrud vil langt hovedparten af magmaet stadig ligge tilbage i magmakammeret.

På Santorini er lange perioder af vulkanopbygning (begyndende med lavviskøse lavastrømme og afsluttende med højviskøse askeudbrud) altså gang på gang blevet afbrudt, når magmaet har trukket sig tilbage og har efterladt området ustabilt. Phreatomagmatiske udbrud har derpå sønderrevet vulkanbygningerne og givet plads til nye vulkaner i calderaen, nøjagtig som vi ser det i dag.

LIDT HISTORIE OG KULTUR

Når man kommer til Santorini betages man øjeblikkeligt af den spektakulære geologi. Man skal naturligvis også nyde den dejlige mad og vin på øen, og hvis man stifter bekendtskab med de utroligt imødekommende og hjælpsomme lokale, kan man endda være heldig at blive inviteret med til vintrampning. Da naturen på Santorini kan være ret barsk med kraftig blæst, dyrkes vindruerne



Figur 12: Goules; fæstningsværk bygget af osmanerne. Her gemte beboerne i kystbyer sig under angreb fra pirater. I dag vedligeholdes disse monumenter ikke, da de ikke har græsk oprindelse.

ikke som andre steder på høje planter. Af den levende vinstok opbygges derimod kurve (figur 11), hvori vindrueklaserne placeres, så de er beskyttet mod vinden. Hvis de havde vokset på almindelig vis, ville druerne blive knust af alle de små pimpsten, der hvirvles op af blæsten (lokalt kaldet meltemi).

Er man arkæologisk og historisk interesseret, kan det ved Akrotiri anbefales at besøge udgravningerne efter det højtudviklede minoiske samfund, som beboede øen cirka 2.000-1.600 f.Kr. Siden hen slog lacedaemonianere (cirka 900 f.Kr.) og ptolemesere (cirka 600 f.Kr.) sig ned på toppen af Mesa Vouno og efterlod her et spændende fæstningsværk, som senere blev anvendt af romerne.

På resterne af Skaros vulkanen kan ligeledes ses ruiner, her er det resterne af en by bygget af katolske frankere, som kom til øen i 1204, mens resten af øen beboedes af ortodokse kristne. I 1579 kom osmanerne til Santorini, og udenfor byen Emporio kan stadig ses de velbevarede rester af en Goulas, et fæstningsværk, bygget i denne periode (figur 12). Når man har set nok historie, kan man tage til pimpstensbruddene ved hovedstaden Fira og hygge sig i mange timer med at lede efter velbevarede plantefossiler (figur 13).

Santorini har været en af de mest aktive vulkaner i Middelhavet gennem de sidste 200.000 år, og at der har været en eruptiv pause siden 1950, betyder ikke



Figur 13: Plantefossil af dværgpalme (*Chamaerops humilis*) fra pimpstensbruddet umiddelbart syd for Fira. Samme sted kan findes fossiler af f.eks. oliventræ og daddelpalme.

at vulkanen er udsukt. På Kameni øerne og Thera er der stadig vulkansk aktivitet i form af fumaroler og varme kilder, hvilket antyder, at der ligger et varmt magmakammer under øen. Der vil højst sandsynligt komme et nyt udbrud på Santorini en dag, hvornår det sker er uvist. På baggrund af den hidtidige udbrudshistorie kan man nok forvente, at det lige som i 1950 bliver et mindre udbrud.

ORDFORKLARING

aktiv kontinental margin - subduktion af en oceanisk lithosfæreplade under kontinental lithosfære (f.eks. Nord- og Sydamerikas vestkyster.

caldera – vulkansk depression dannet ved kollaps af taget over et delvist udtømt magmakammer, eventuelt ved tilbagetrækning af magma. Eksplosiv calderadannelse, som flere gange har fundet sted på Santorini, forekommer når vand kommer i kontakt med magmaet.

detritus - Partikler af nedbrudte bjergarter og skeletdele af døde organismer.

fraktioneret krystallisation - en model, hvor de i en smelte dannede mineralkorn fjernes fra smelten, f.eks. ved hjælp af tyngdekraften eller på grund af strømninger i magmakammeret.

fumarole - udstrømningssted for vulkanske gasser (overvejende vanddamp). Særlige svovlholdige fumaroler kaldes solfatarer.

fyllit - metamorf bjergart, der overvejende består af en lys glimmer og kvarts. Fyllit dannes ved metamorfose af lerede sedimente.

kappekilen - den del af kappen, der ligger over den subducerende plade. Det er i kappekilen, at magmaer i subduktionsmiljøer dannes. Maar – meget flad og bred vulkan dannet af flere overfladenære eksplosioner.

maar - meget flad og bred vulkan dannet af flere overfladenære eksplosioner.

oceanisk øbue - subduktion af oceanisk lithosfæreplade under en anden oceanisk lithosfæreplade (f.eks. Kurilerne og Kamchatka)

stromatolit - lamineret sedimentær kalksten dannet af sedimentbindende cyanobakterier (tidligere kaldet blågrønner), der fanger detritus i siltstørrelse, som er i suspension i vandet. Med tiden dækkes algerne af silten, og algerne flytter sig for at få lys og fortsætte deres fotosyntese. Til sidst dannes en sten af det opsamlede silt, samt af calciumcarbonat der udfældes, når algerne optager carbondioxid fra vandet til fotosyntese.

viskositet - et udtryk for flydetræghed. Smelter med basaltisk sammensætning har lav viskositet og flyder let, mens smelter med rhyolitisk sammensætning har høj viskositet og flyder trægt.

Wadati-Benioff zonen – seismisk aktiv zone under vulkanske øbuer, som er defineret ud fra jordskælv på overfladen af den subducerende plade. Oceaniske øbuer – subduktion af oceanisk lithosfæreplade under en anden oceanisk lithosfæreplade (f.eks. Kurilerne og Kamchatka). Opkaldt efter de to geofysikere, der første gang påviste zonen.