

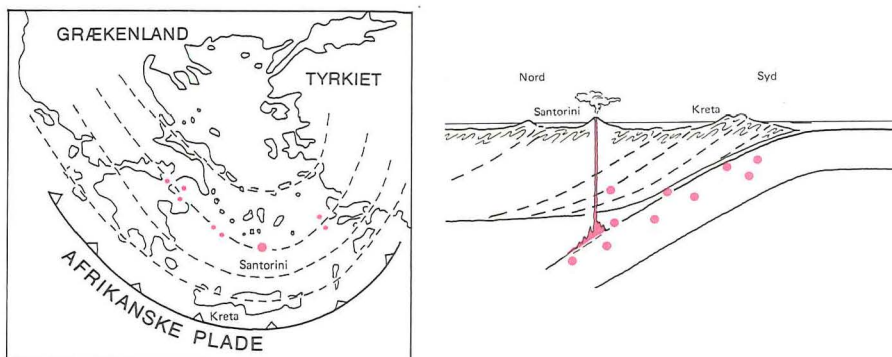
# Santorini - en aktiv vulkan i Middelhavet

af Eckart Håkansson og Erik Schou Jensen

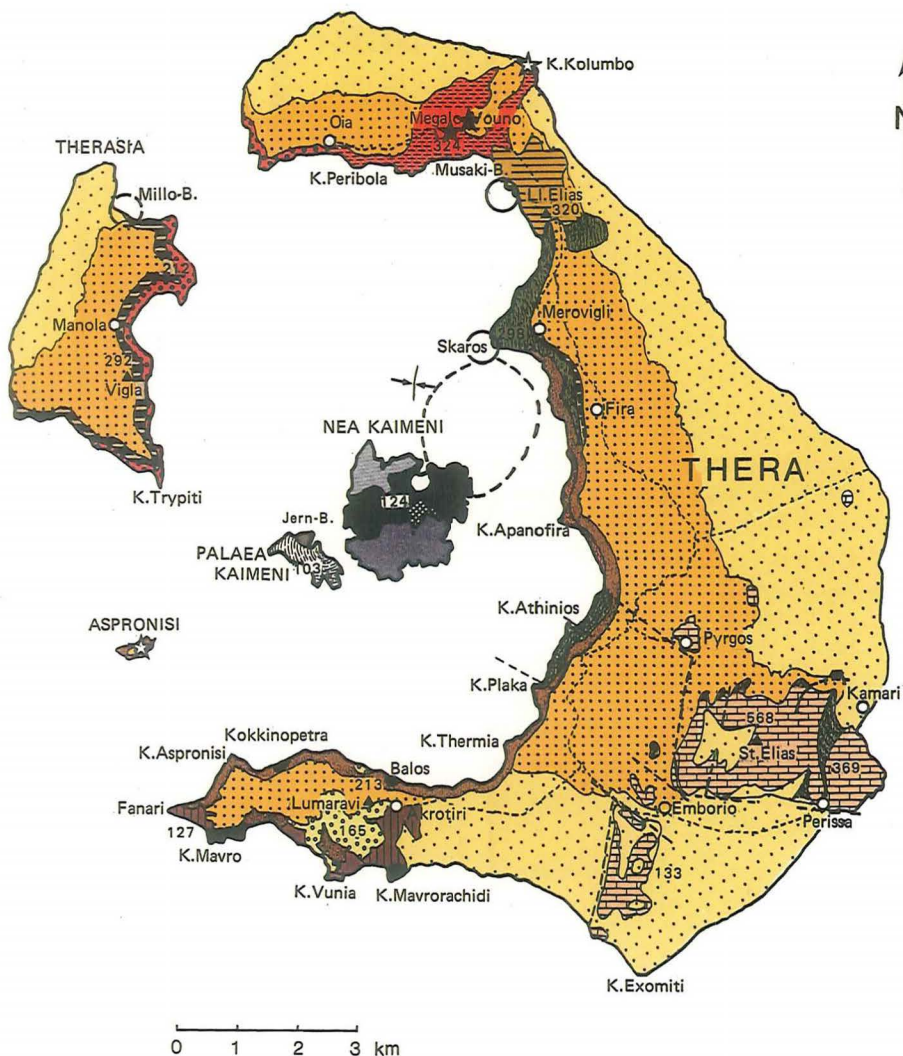
Midt i det solbeskinnede Ægæiske Øhav ligger en lille øgruppe, som afviger markant fra de myriader af øer, der i øvrigt lokker turister til denne del af verden. Santorini hedder øgruppen på italiensk – og i charterkatalogerne, men naturligvis har grækerne selv et navn til hver enkelt ø.

Selv om Santorini øgruppen ved sin vulkanske oprindelse, ved sine farver og sin morfologi afviger meget fra alle de omkringliggende øer, har dens optræden alligevel sin naturlige sammenhæng med den regionalgeologiske udvikling i områderne omkring Middelhavet. Santorinis vulkanisme skal nemlig ses i relation til kollisionen mellem den Afrikanske og den Europæiske plade (om plader og pladebevægelser i øvrigt, se Varv 1989/4).

Det mest iøjnefaldende resultat af pladekollisionen i Middelhavsregionen er opfoldningen af Alperne, der begyndte helt tilbage i Kridttiden. Også Grækenland og Tyrkiet hører til inden for den Alpine Foldekæde, men dannelsen af de såkaldte Hellske Napper (fig. 1) har fortrinsvis fundet sted gennem de senere dele af Tertiær-perioden. Den sydlige og yngste af disse napper strækker sig gennem de tre ferieøer Rhodos, Kreta og Korfu. Parallelt med nappefronten, men endnu længere mod syd, finder man sydgrænsen for den Europæiske plade. Her glider den Afrikanske plade ned under den Europæiske plade i en så-



Figur 1. Kort over subduktionszonen syd for Kreta. Santorini og de øvrige vulkanske centre er vist med røde pletter. Forløbet af de Hellske napper er vist med stiplede linier. Til højre et nord-syd gående snit gennem subduktionszonen. Her er epicentre for hyppige jordskælv vist med røde pletter.



Figur 2. Geologisk kort over Santorini (efter Pichler et al. 1972).








kaldt subduktionszone (fig. 1), hvor randen af den Afrikanske plade nu er nået til en position, der markeres af en række ganske unge (Kvartære) vulkanske centre, og dybe jordskælv ned til 150 kilometers dybde.

I realiteten svarer forholdene langs denne lille del af den Afrikanske-Europæiske pladerand ganske godt til det, man kender fra hele den vældige 'Ring of














## LEGENDE:

- ★ Askekegler
- ☆ Askekegle-ruiner
- Vulkanrør

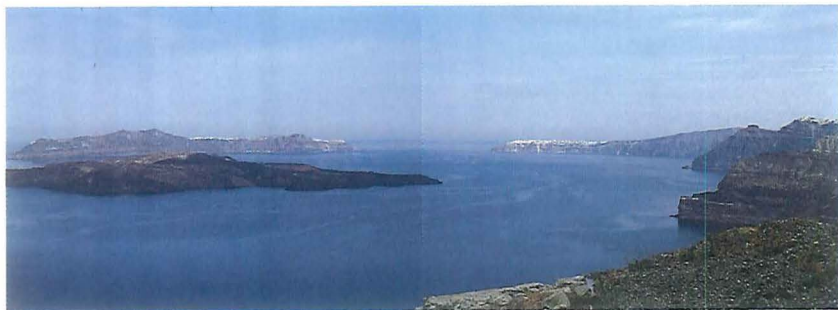
### Kaimeni-øerne

- K<sub>7-9</sub>  Niki lavaer (1940-41) & Liatsika domet (1950).
- K<sub>6</sub>  Ktenas og Fouqué lavaer (1939 og 1940).
- K<sub>5</sub>  Daphnis lavaer (1925-26).
- K<sub>4</sub>  Georgios lavaer (1866-1870).
- K<sub>2-3</sub>  Nea Kaimeni lavaer (1707-1710).
- K<sub>1</sub>  Mikra Kaimeni. Den ældste del af Nea Kaimeni. (1570).
- PK  Ældste vulkanitter fra Palæa Kaimeni (197 f.kr.).

### Thera & Therasia

- Bo-Bor  Rhyodacitiske Øvre Pimpstensserie (Thera-vulkanen). Delvis omlejret.
- T<sub>4-5</sub>  Forskellige pyroklastiske aflejringer under Øvre Pimpstensserie (Thera-vulkanen ?).
- Th<sub>2-3</sub>  Rhyodacitisk-andesitisk intrusive lavadomer. Therasia.
- M<sub>1-6</sub>  Lavaer og og scoria fra Megalo Vouno vulkankomplekset.
- Th<sub>1</sub>  Andesitisk lavaer fra Oia-vulkanen.
- S<sub>1-2</sub>  Andesitisk lavaer fra Skaros-vulkanen.
- P<sub>1-3</sub>  Andesitisk lavaer fra Li.Elias-vulkanen.
- T<sub>1-3</sub>  Lavaer og Scoria fra den ældste del af Thera-vulkankomplekset.
- A<sub>3-6</sub>  Andesitisk lava og scoria fra de røde vulkaner på Akrotirihalvøen.
- A<sub>1</sub>  Dacitisk pimpstenstuf vest for Akrotiri.
- A<sub>2</sub>  Dacitisk lava. Ældste ekstrusion på Santorini
- Te  Fyllit m. kalkstens- og marmorbånd. Tertær.
- Tr  Kalksten og marmor. Trias.

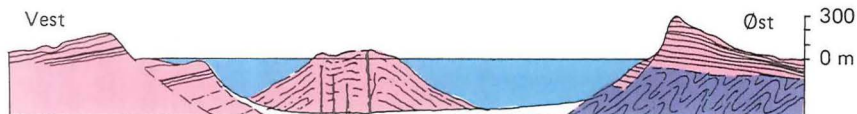
fire', der omgiver pladerne i Stillehavet. Specielt forholdene langs Sydamerikas vestkyst udgør en tæt parallel. Blot har en kraftig sideværts strækning af jordskorpen i det Ægæiske område forårsaget, at den Europæiske plade i løbet af Kvartærtiden er splittet op i en række små blokke. De indbyrdes bevægelser mellem disse blokke har medført en kombination af hurtig indsynkning og blokrotation, således at de nu kun er de højeste dele af den Alpine Foldekæde, der rejser sig over havet.



Figur 3. Panorama over den havfyldte Santorini-caldera set fra den sydlige del af Thera. I midten af calderaen dominerer øen Nea Kameni med sine forskelligt farvede lavastrømme. I baggrunden ses øen Therásia (til venstre) samt byen Oia på den nordligste del af Thera.

Det eneste af de vulkanske centre over subduktionszonen, der i øjeblikket viser tegn på aktivitet, er Santorini-calderaen, hvor man som charterturist ganske bekvemt kan komme tæt på nogle af processerne i en pladekollision.

Selve Santorini-calderaen opbygges af tre øer, hvortil kommer de små, helt nye vulkanøer i calderaens centrum (fig. 3).



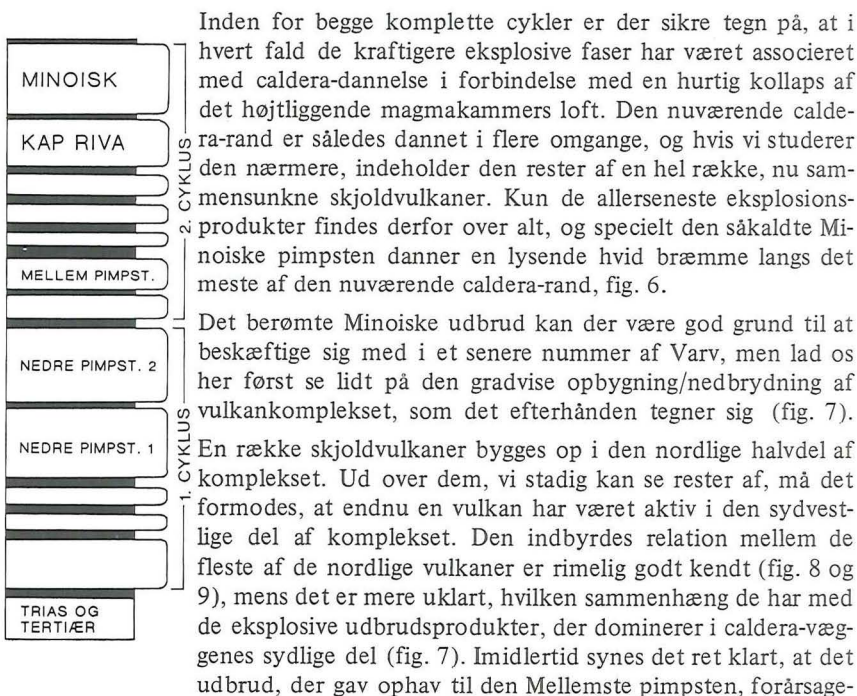
Figur 4. Snit gennem Santorini-calderaen med Palaea og Nea Kamini-vulkanerne, som gradvis er ved at fylde calderaen op. I den østlige del af Santorini hviler de vulkanske udbrudsprodukter på foldede triassiske og tertiære lag.

Et tværsnit (fig. 4) viser i grove træk calderaens opbygning med en tyk lagfølge af vulkanske nedbrydningsprodukter, der generelt hælder væk fra det store hul i calderaens midte. I de stejle caldera-vægge ind mod midten får man et indblik i størstedelen af vulkankompleksets historie, mens småøerne i midten er centrum for den nutidige vulkanisme. Selv om øerne med deres små kratre kan forekomme ganske ubetydelige i sammenligning med hele den vældige caldera, skal man ikke undervurdere dem. Alt tyder på, at Santorini-vulkanen med jævne mellemrum opfører sig særdeles ubehageligt, med vældige eksplosionsagtige udbrud – og den nutidige aktivitet er simpelthen et stadium på vejen frem mod en ny eksplosiv fase. Hvornår den så indtræffer, er det endnu ganske vanskeligt at spå om, men skal man vurdere det ud fra den udviklingshistorie, der tegner sig i calderaens vægge, tyder meget på, at der vil gå endnu mindst 10.000 år, før der næste gang sker noget virkeligt voldsomt. Der er således næppe nogen grund

til at afbestille sin ferie af den årsag. Tværtimod, kan man måske sige, thi netop i løbet af de sidste år synes overfladetemperaturen på Nea Kameni at være steget mærkbart, så måske bliver det snart muligt, at overvære et af Santorini-vulkanens små udbrud.

Men hvordan kan man nu være sikker på, at de kommende udbrud kun vil være af et overskueligt omfang? Ja, så må vi tilbage til caldera-væggene og studere den tilsyneladende rytme i den fortidige udbrudshistorie.

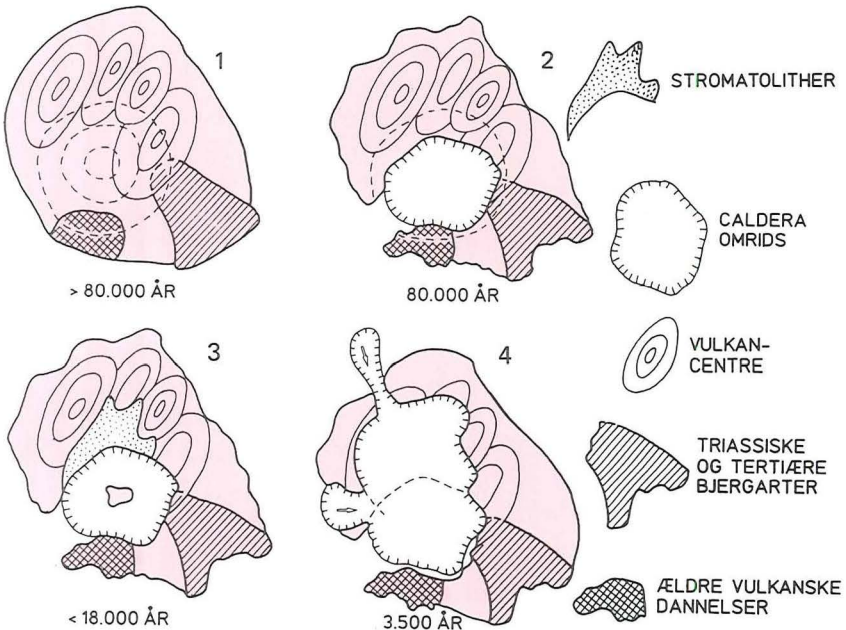
De tidligste vulkanske bjergarter på øen har en alder på omkring 1 million år. Deres udbredelse er stærkt begrænset (Akrotiri Halvøen), og deres sammenhæng med den senere vulkanisme er kun dårligt kendt. Alle senere udbrud – igennem de seneste godt 100.000 år – falder derimod pænt inden for et cyklisk mønster med optræden af såvel skjoldvulkaner som voldsomt eksplosiv vulkanisme. To komplette cykler kan udskilles (fig. 5), hver især afsluttet af overordentlig kraftige eksplosive udbrud. I øjeblikket synes vi at befinde os i begyndelsen af en tredje cyklus, det vil sige i en forholdsvis rolig opbygningsfase.



Figur 5. Stratigrafisk oversigt over de væsentligste pyroklastiske udbrud (hvide). Tykkelsen afspejler omfanget af de enkelte udbrud, og de tynde sorte intervaller repræsenterer perioder med jordbundsdannelse og mindre askefald.



Figur 6. Caldera-væggen i Theras sydlige del med det markante hvide Minoiske pimpstenslag. Eliasbjerg i baggrunden er opbygget af metamorfe bjergarter fra en af de tidligere Helleniske Napper.





dera-randen. Den jordbund, der efterhånden dannedes i Kap Riva lagenes overflade, bærer de første spor af menneskelig aktivitet på Santorini, tidligst fra de Kykladiske kulturer og senere fra de berømte Minoiske kulturer.

Den ø, som de Minoiske søfarere kendte, var en del større end den nuværende, men ganske som vi ser den i dag, var der dengang en central, dyb havdækket caldera med stejle vægge, og formodentlig med tidvis aktive vulkanøer i midten. Ved et gigantisk udbrud for 3.500 år siden forsvandt alle spor af disse øer, samtidig med at hele den nordlige del af den nuværende caldera sank ind.

Resultatet af dette udbrud blev endvidere de meget tykke hvide lag af Minoisk pimpsten, der nok har spillet en væsentlig rolle i den Minoiske kulturs sammenbrud.



*Figur 9. Caldera-væggen under byen Fira, hvor basalter fra Skaros-vulkanen (til venstre) overlejrer de noget mere pyroklastiske udbrudsprodukter fra Thera-vulkanen.*

Som nævnt tyder meget på, at vi nu er i begyndelsen af den tredje cyklus. Første trin på vejen er de små Kameni øer, hvis første opdukken – i følge de skrevne kilder – daterer sig til kort før vor tidsregnings begyndelse. Frem igennem historien har der været hyppig, til dels velbeskrevet aktivitet på disse øer, og det seneste udbrud fandt sted i 1950.



# Lidt om dråbejord

af Steen Sjørring

I forbindelse med Kvartærtidens istider var blandt andet store dele af Nordeuropa udsat for stærk kulde, ikke mindst de landområder, der lå uden for de egentlige isdækker. Kulden satte sine spor i form af iskilestrukturer, som ofte er bevaret fossilt i grusgrave og kystkliner, se f. eks. Varv 1979/1.

Mens de større iskilestrukturer er dannet i løbet af flere år med en breddevækst på 1/2–1 mm om året (hvis de har vokset med samme hastighed, som nutidige iskiler i de arktiske områder gør), så er der også spor efter kortvarige processer, der i lige så høj grad er knyttet til den optøningen, der findes sted i de overfladenære lag i varmere somre.

Den del af jordlagene, der når at tø op om sommeren, kaldes ofte 'aktivlaget'. Det ikke frosne aktivlag vil tit være overmættet med vand, fordi det ikke kan synke ned i jorden på grund af den underliggende frosne jord. Er der tale om skrånende flader, vil de øvre jordlag begynde at skride, og de kan på den måde fylde omkringliggende lavninger op med 'flydejord'.

Er terrænet næsten faldt, kan der i aktivlaget ske ændringer af lags indbyrdes placering på grund af forskellig massefylde. Finkornede, ofte let lerede lag har en større massefylde end mere sandede lag, hvorfor de lerede lag, eller dele deraf, tit synker ned i de lettere. Et særligt smukt resultat af sådanne processer er 'dråbejord' (tysk: Tropfenboden) eller 'kerkeboloider', som de også kaldes.

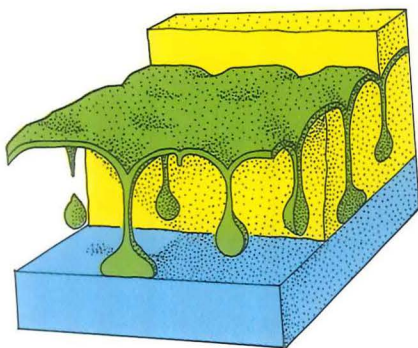


*Figur 2. Eksempel på dråbejord, hvor dele af lerede lag er sunket ned i sandede lag. Der er næsten ingen strukturer at se i de sandede lag.*



Figur 2. 'Rigtig' dråbejord, hvor flere af dråberne har mistet forbindelsen til udgangslaget.

Dråberne kan af og til have mistet forbindelsen til udgangslaget og dermed være rigtige dråber. I sådanne tilfælde kan det være yderst svært at se,

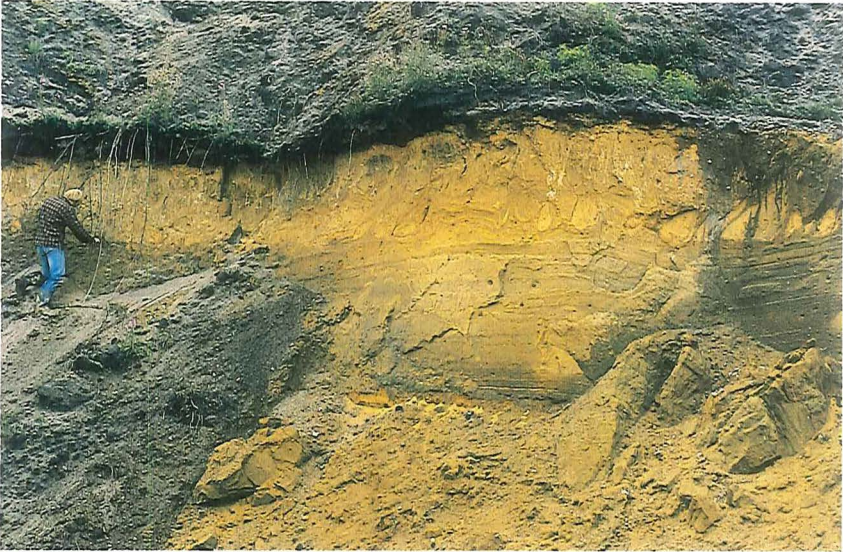


Figur 3. Skitse af dråbejord. Nederst ses det frosne underlag, som dråberne kan 'støde mod', hvorved de flader ud. Til venstre ses en 'rigtig' dråbe.

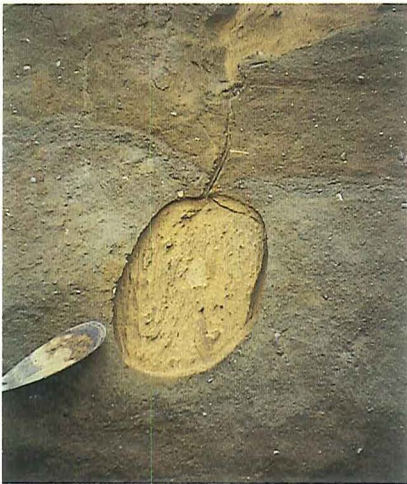
hvad man har med at gøre, for tit er det sand, dråberne ligger i, ganske strukturløst, se fig. 2.

Dybden, som dråberne når ned til, kunne meget vel repræsentere aktivlagets tykkelse på det tidspunkt, hvor dråberne blev dannet. Blandt andet er der beskrevet dråber, som flader ud i en og samme dybde, hvilket tyder på, at de ikke kunne nå dybere på grund af underliggende frosen jord, se fig. 3.

Blandt andet i grusgrave i bakkeøerne i Vestjylland kan man finde mange smukke eksempler på dråbejord-lignende fænomener, hvor det også kan være mere sandede partier, der er sunket ned i de lerede. Måske er det så ikke længere 'rigtig' dråbejord, men et fænomen, der på tysk hedder 'Brodeltöpfe'.



*Figur 4. Profil i en af de vestjyske bakkeøer. Den øvre meter er 'aktivlaget', hvis undergrænse er meget skarp. Der ses indtil flere dråbelignende strukturer, som slutter i næsten samme niveau.*



*Figur 5. Nærbillede af en af dråberne i figur 4. Lagdelingen i sandet i dråben er tydeligt bevaret. Bemærk den tynde kanal mellem dråben og udgangslaget.*

Ud over dråbejord findes der en lang række lignende 'kryogene' strukturer, der alle er resultat af processer, som finder sted ved frysning og optøning af vandholdige sedimentter i de øvre jordlag. Strukturerne kan både være påvirket af den udvidelse, der sker ved faseændringen fra vand til is på 9%, samt af den rumfangsreduktion, som følger af ændringen fra is til vand.

Alt i alt vidner disse strukturer om, at der har været permafrossen jord med et overliggende aktivlag. Det vil sige, at der har været meget koldt, men også så varme somre, at de øvre jordlag kunne nå at tø op. Blandt andet ved hjælp af dråbejordsstrukturerne har man et mindstemål for, hvor dybt denne optøning nåede ned.