

# VARV

NR. 3

BLADET MED DE ÆLDSTE NYHEDER

2001



SØMUS OG KORSRIDDERE  
VULKANUDBRUD PÅ FOGO I 1995  
ALTIPLANO-PUNA HØJSLETTEN

Forsidebillede: Orgelpibeformation ved La Paz, Bolivia. Området hedder Ville de las Animas eller 'Åndernes Hus'. Formationen er skabt ved vanderosion igennem de glaciale og fluviale sedimenter, der ligger i fire kilometers højde. Foto: A. Tychsen.

Samtlige forfattere til artiklerne i dette nummer kan kontaktes på adressen:  
Geologisk Institut, Østervoldgade 10 1350 Kbh. K



Adresse: Tidsskriftet VARV, Geologisk Institut, Øster Voldgade 10,  
1350-København K. Telefon: 35 32 24 00, Geologisk Institut.  
E-Mail: SvendP@Geo.Geol.KU.DK

Redaktion: Asger Berthelsen, Bjørn Buchardt, Bjørn Hageskov, Henrik Fougst,  
Mikkel Hede, Mikael Pedersen og Svend Pedersen (ansvarshav.)

Bestyrelse: Asger Berthelsen, Valdemar Poulsen, Bjørn Hageskov og Svend  
Pedersen.

Tekstredaktør: Svend Pedersen

Lay-out og grafik: Bjørn Hageskov

Repro og tryk: Dansk Erhvervstryk A/S.

VARV udkommer fire gange årligt. Prisen er 120 kr i abonnement for 2001  
Abonnement kan tegnes ved at indsende beløbet til VARV, postgiro 9 06 88 80,  
eller 140 SEK til VARV's svenske postgirokonto: 4388-5, eller 140 NOK til V  
VARV's norske postgiro: 0806 1923234.

**Adresseændringer bedes meddelt** 



# SØMUSENE OG KORSRIDDERNE

## KAPITEL 2

Ulla Asgaard og Richard Bromley

Korsridderne forlod Rhodos i 1522 (Varv 1996,2). Sejrherren i striden, den unge sultan Soliman den Første (senere kaldet den Magnifike), sagde da om den 70-årige stormester Villiers de l'Isle Adam: 'Det er ikke uden smerte, at jeg tvinger denne kristne til i hans alder at forlade sit hjem'. I otte år efter fordrivelsen drev korsridderne rundt i Middelhavet og ernærede sig af sørøveri mod tyrkiske handelsskibe. Deres slanke galejer var i hurtighed og nærkamptechnik de tyrkiske langt overlegne. Ridderne nassede også i perioder på de europæiske fyrstehuse, hvor de forgæves søgte at tigge sig til et stykke land at slå sig ned på. De var ikke populære. De høje idealer fra korstogenes tid var forlængst gået i forfald. De var ikke længere læger og sygeplejere først og krigere næst. De var arrogante og pragtlystne. De fleste havde glemt deres kyskhedsløfte.

I 1530 tilbød kejser Karl den Femte dem den Maltesiske Øgruppe (Malta, Gozo, Comino, Filfna og nogle ubeboede skær). Desuden kunne de få havnebyen Tripoli på Nordafrikas kyst - den gang en betrængt kristen udpost i det tyrkiske imperium. Ridderne havde ellers sat næsen op efter en af de Baleariske øer - helst Mallorca! Ni kommissærer blev sendt af sted for at inspicere de fattige, tørre øer. Deres rapport var langt fra begejstret, det eneste plus var de gode, dybe naturhavne på Maltas østkyst. De l'Isle Adam modtog nølende tilbudet, der var jo ikke noget at vælge imellem.

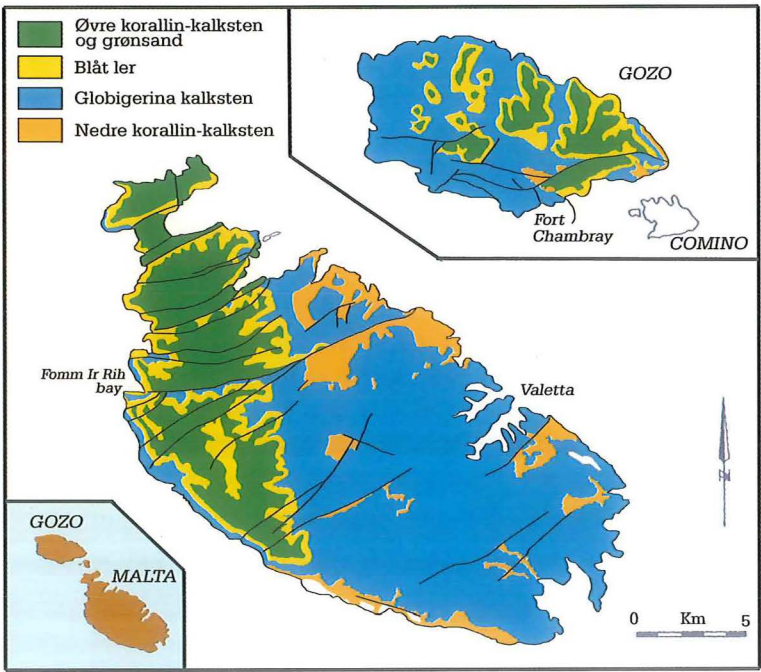
Ridderne fandt nu, at de skulle dele øerne med en fattig bondebefolkning af arabisk oprindelse med et arabisk sprog, men glødende katolikker. Dertil kom en overklasse stammende fra italienske og spanske fyrstehuse, medens korsridderne var domineret af fyrstesønner fra tre sydfranske regioner. Den italiensk - spanske overklasse trak sig tilbage til de gamle befæstede byer inde i land - især M' dina på Malta. Imedens tog de søfarende riddere sig af den østlige komplicerede naturhavn med dens forfaldne borg Skt. Angelo, gav sig i kast med nye befæstninger og fortsatte det lukrative sørøveri mod de tyrkiske skibe.

En indkomst, der deltes af riddere og maltesere, var indsamling og salg af souvenirs og talismaner i form af forstenede hjåntænder - Glossae Petrae (stentunger) eller Linguae Melitense (Malta-tunger) eller Linguae Sancti Pauli (ifølge et fromt sagn skulle Skt. Paul være strandet på Malta, han blev forfulgt af nogle slanger, hvis tunger blev til sten). De største og dyreste var tænderne af

*Chacarodon megalodon*. En af Niels Stensens (Steno's) berømte anatomiske afhandlinger omhandler dissektion af et hoved af den store hvide haj ('Jaws') *Chacharodon* sp. i 1667. Heri påvises for første gang, at de store *Glossae Petrae* fra Malta er tænder af hajer. Senere i det 17. århundrede blev Maltas andre berømte fossiler - nemlig søpindsvinene - omtalt i italienske afhandlinger.

På Rhodos var forstenede søpindsvin sjældne, og deres gravespor blev først genkendt som sådanne i sidste del af det 20. århundrede. På de Maltesiske Øer er situationen omvendt, her vrirler det med velbevarede gravende søpindsvin, medens spor, der kan tilskrives dem, endnu ikke er påvist! Selvom kalkstenene, ridderne byggede deres huse og befæstninger af, rummede søpindsvin, er der intet, der tyder på, at de fandt dem værd at samle og omsætte i penge som med hjattænderne. Først i det 19. århundrede fandt maltesiske søpindsvin i tusindvis vej ind i naturhistoriske museer i Europa. På Zoologisk Museum i København findes fra denne periode en meget fin samling af perfekte eksemplarer blandt andet hjembragt af professor Japetus Steenstrup.

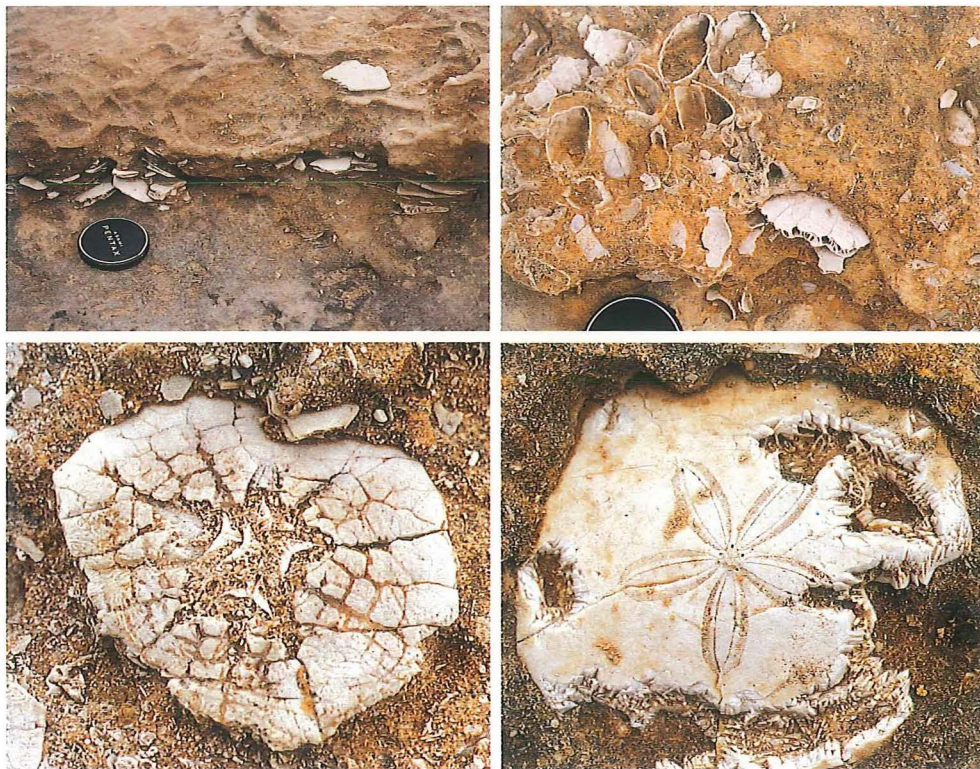
Figur 1 viser et geologisk kort over de Maltesiske Øer. Opbygningen er meget simpel. En lagpakke af tertiære marine kalksten og mergler blev aflejret på en undersøisk højderyg løbende mellem Sicilien og Tunis. Senere forkastninger løber for det meste fra nordøst til sydvest. De ringformede strukturer, der især ses på Gozo, skyldes indstyrtninger af store huler.



Figur 1. Geologisk kort over de Maltesiske Øer.



Nedre koralline kalksten er af Øvre Oligocæn alder. På Gozo's vestkyst ses op til 140 meter høje klinter. I den nederste del af formationen er der massive, finkornede kalksten med foraminiferer og kalkskeletter af koralline rødalger. Lokalt ses pletrev med koraller, der her og der er intensivt borede af daddelmuslingen *Lithophaga*. Mod toppen af formationen blev forholdene dårlige for de koralline alger, og det nu grove skalgrus kan vise tydelig krydslejring. Sanddollaren *Scutellum*, der findes gennem hele formationen, optræder her nærmest konglomeratisk i toppen - det såkaldte *Scutellum*-lag (figur 2). Nedre koralline kalksten synes mod vest at være aflejret i et lavt, marint miljø med mulighed for koralvækst. Talrige store algeboller (rhodolither) voksede rullende frem og tilbage i bølgebevægelsen på ganske lavt vand. De østlige sedimentter er derimod aflejret på dybere, mere roligt vand.



Figur 2. Scutella-laget. Toppen af nedre Koralline kalksten. Dwejra Point, Gozo. Øverst til venstre: Lodret snit. Skala 5 centimeter. Øverst til højre: Lagflade med Scutella og Eupatagus. Nederst: 2 eksemplarer af Scutella. Læg mærke til Aristoteles-lygten (tandapparatet) og støttestruerne inde i disse sanddollar. De største er 12 centimeter lange.





*Figur 3. Karraba, Malta's vestkyst, set fra syd. Den nærmeste, lille halvø er øverste del af Globigerina kalksten. Toppen af halvøerne i baggrunden krones af øvre Koralline kalksten. Mellem de to kalkstensbænke Blå ler og Grønsand.*



*Figur 4. Brud for bygningssten i Globigerina kalksten nær Luga, Malta.*



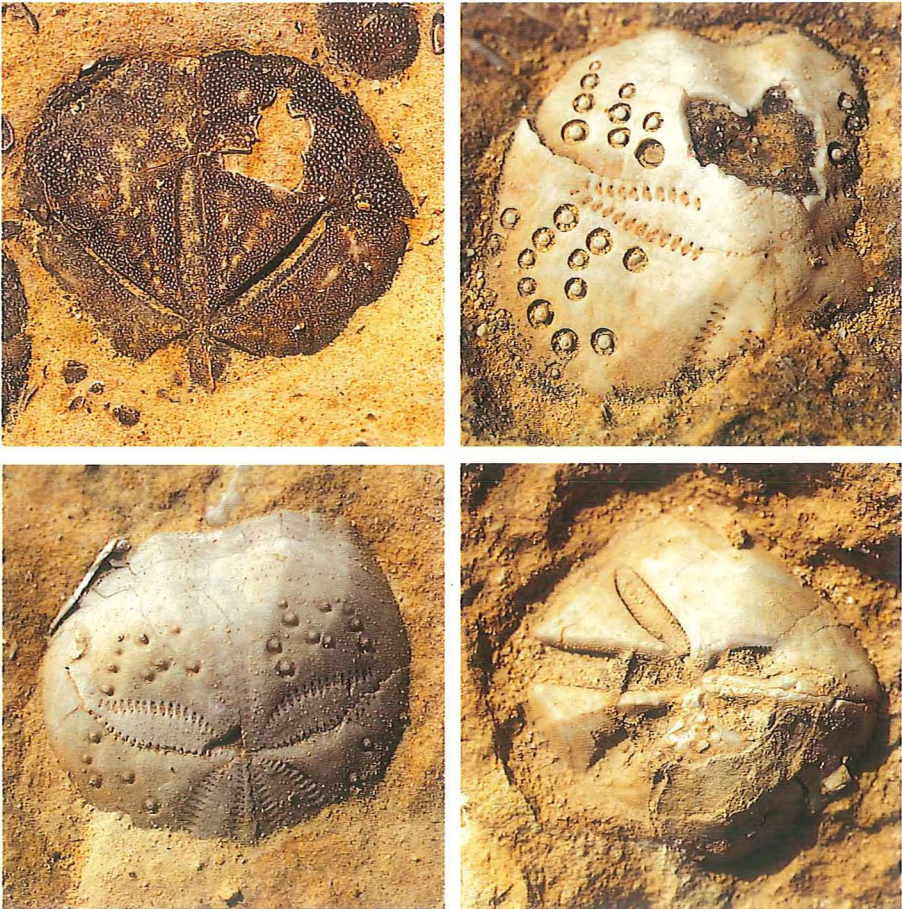
De følgende formationer er alle af nedre til Mellem Miocæn alder, det vil sige at de blev aflejret før den messinske episode, hvor Middelhavet blev tørlagt for en periode, siden har de Maltesiske Øer ikke været havdækkede.

*Globigerina* kalksten (figur 3-7) er opkaldt efter en planktonisk foraminifer, der sammen med andre slægter danner et finkornet, stærkt bioturberet sediment med krebsdyr-gravegangene *Ophiomorpha* og *Thalassinoides* (figur 5). Der er imidlertid endnu ikke fundet selv brudstykker af sømusgravegange - de senere meterdybe krebsdyrgravegange synes at have udslettet dem. Der er ingen mangel på velbevarede sømus som *Schizaster* og *Hemiaster*, der er i stand til at grave ca. 25 til 30 cm ned i finkornede sedimenter. Andre sømus er *Eupatagus* og *Brissopsis*. Almindelig er også den store, sanddollar-lignende, lavt gravende *Echinolampas* (figur 6). *Globigerina* kalkstenen er flødefarvet i frisk tilstand, og den er den almindelige bygningssten på øerne. Ligesom med vor hjemlige bryozokalk kan den nemt saves ud i blokke, hvis overflader hærder når de udsættes for atmosfæren påvirkning. Det meste af kalkstenen synes at være afsat på 40 til 150 meter. De mange planktoniske foraminiferer er drevet ind fra det mere åbne og dybe hav. Den 23 - 207 meter tykke lagserie deles naturligt op i tre underafdelinger - en nedre, mellem og øvre, der skilles af to fosfatiserede hærkningshorisonter, der til dels er opbrudt til fosforit-konglomerater. De repræsenterer en længere sedimentationsafbrydelse i forbindelse med en sænkning



Figur 5. Den stærkt bioturberede *Globigerina* kalksten. Centralt i billedet en *Ophiomorpha* gravegang. Skala 5 centimeter.





Figur 6. Øverst til venstre: Basis af øvre Globigerina kalksten med fosfatiseret sømus. Øverst til højre: Lovenia fra nedre Globigerina kalksten. Nederst til venstre: Eupatagus og til højre Schizaster begge fra nedre Globigerina kalksten. Rdm II-Qammieh, Malta. Alle sømus er lidt under naturlig størrelse.

af havniveauet. Konglomeraterne indeholder fosfatiserede enkeltkoraller, mollusker og sømus; men de er især kendt for de fine hjattænder - især dem fra *Chacharodon*.

Det blå ler viser indenfor en meter et omslag fra den næsten hvide *Globigerina* kalk til en lys til mørk båndet, gråblå mergel med op til 30% kalk. I den øverste del findes mange goethit (et jernmineral) konkretioner blandt andet med sømuse *Schizaster* med rester af pigbeklædning; men der findes også knoglestumper af hvaler, sæler og søkøer. Det blå ler når en maksimal tykkelse på 65 meter på nordøst Gozo og den nordligste del af Malta. Formationen tolkes som et åbent,



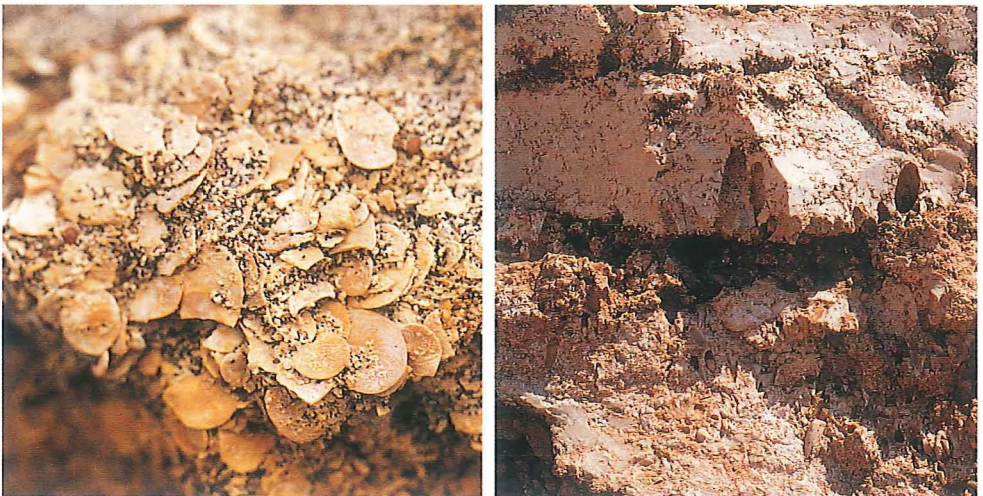
marint miljø med dybder op til 150 meter ved basis - aftagende til lidt under 100 meter mod toppen.

Grønsand er et bioklastisk, glaukonitholdigt kalksand, der er meget lidt cementeret. Det forvitrede sand fremtræder rustfarvet på grund af jernforbindelser fra den grønne glaukonit. Den maksimale tykkelse af 11 meter nås lokalt på Gozo, på resten af øerne er tykkelsen normalt omkring 1 meter. Grønsandet er intenst bioturberet blandt andet af dybe krebsdyrgravegange, der i væggene er forstærkede med linsestore foraminiferskaller (figur 7). Af søpindsvin er lavt gravende *Clypeaster* og *Echinolampas* til stede, medens de dybt gravende sømus ikke har brudt sig om sandet. Aflejringsmiljøet var lavvandet med tilførsel af eroderet materiale udefra.

Øvre koralline kalksten - den sidste marine aflejrings på øerne - ligner meget den nedre i farve og indholdet af koralline alger samt pletrev med koraller. Den danner ligeledes høje klinger (figur 3 og 7). Den største tykkelse på 160 meter er målt på Vestmalta. Kalkstenen viser tiltagende turbulens i vandbevægelsen op gennem lagserien og slutter med en deltasekvens med krydslejrning, og en enkelt stromatolitbænk (stromatolit. algemåtte) varsler landfasen.

Aflejringer fra Kvartær findes i huler og sprækker i kalkstenene. Herfra er beskrevet en stor fauna af pattedyr, blandt andet dværgelefanter.

Korsriddernes videre skæbne: Under en serie af udelige stormestre gik det ned af bakke for ordenen. Reformationen, der kom til at præge det nordlige Europa, førte til, at den engelske og tyske del af ordenen blev opløst. Tripoli



Figur 7. Venstre: Grønsand med linsestore foraminiferer. Il Gelmus, Gozo. Højre: Øvre koralline kalksten. Korall- og algerev boret af daddelmuslinger. Boringerne er ca 12 cm lange. Tat Tomna. Nord-vest Malta.

blev tabt. I 1557 blev Jean de la Valette valgt til stormester. Han var flådens admiral, og havde som ung ridder kæmpet for Rhodos. Han havde overlevet en tid som galejslave hos tyrkerne. Som kriger, strateg og statsmand var han jævnbyrdig med Soliman den Magnifike. De Valette bragte disciplinen og idealerne tilbage. Han forudså et snarligt angreb fra tyrkerne. I løbet af 7 år blev naturhavnene yderligere befæstet, og mod landsiden blev der bygget grave og palisader.

Det tyrkiske imperium strakte sig nu over hele den nordafrikanske kyst og fra Lilleasien over Balkan til Ungarn. Soliman kunne ikke længere ignorere den lille gedehams midt i sejlruten fra øst til vest. I 1565 stævnede den tyrkiske flåde mod de Maltesiske Øer, men de var ventede. To 70-årige hærførere, der i alt var jævnbyrdige stod overfor hinanden. Historien om belejringen er særdeles veldokumenteret, men hører ikke hjemme her. Tyrkerne sejlede hjem igen efter ca. 1/2 års belejring. Der var ikke mange riddere tilbage, men de havde holdt stand. Gradvis smuldrede ordnen, den havde overlevet sig selv. I 1798, da Napoleon den Første erobrede øerne, trak de sidste, meget verdslige riddere sig tilbage til det sydlige Frankrig og forfaldt til frimureri. I 1814 blev øerne erobret af Storbritannien og naturhavnene ved Valetta blev siden base for Middelhavsflåden. Under 2. Verdenskrig blev øerne igen udsat for belejring og led under ca. 1000 luftangreb. Det kun 316 kvadratkilometer store område blev i 1964 en selvstændig stat.

#### ANBEFALING OG ADVARSEL

Hvis det her har givet læseren lyst til at tage til Malta, så kan vi varmt anbefale det. Befolkningen er venlig og gæstfri. De lidt ældre taler engelsk og er pro-europæiske, på trods af en socialistisk regerings mangeårige forsøg på at trække befolkningen i en pro-arabisk retning (mange højtuddannede maltesere arbejder for eksempel i Tunis, hvor lønnen er højere end hjemme). Malta har også en meget spændende arkæologi. Hvis I holder af fugle, så tag ikke til øerne i træksæsonen for de små finker. På trods af forbud og pres fra internationale dyrebeskyttelsesorganisationer fanges fugle stadig i store net eller skydes med hagl, når de lokkes ned af blindede finker, der synger fra diminutive bure på høje pæle, medens jægeren er skjult i et stenskillerhus. Standser man og ser på denne jagt, bliver jægeren yderst aggressiv!

**Det er forbundet med fængselstraf at blive grebet med fossiler eller arkæologiske stykker på sig. Så man må nøjes med fotosafari!**

Der findes engelske guidebøger til øernes geologi - her i kronologisk rækkefølge: Pedley, House og Waugh 1976: *The Geology of Malta and Gozo*. Proceedings of the Geologists' Association, London, 87: 325-341. Pedley and Waugh 1976. *Easter Field Meeting to the Maltese Island*. Proceedings of the Geologists' Association, London, 87: 343-358. Bosence, Pedley & Rose 1981, *Field Guide to Mid-Tertiary Carbonate Facies of Malta*. Palaeontological Association, London, 88 sider.



# VULKANUDBRUD I 1995 PÅ FOGO

## KAP VERDEØERNE

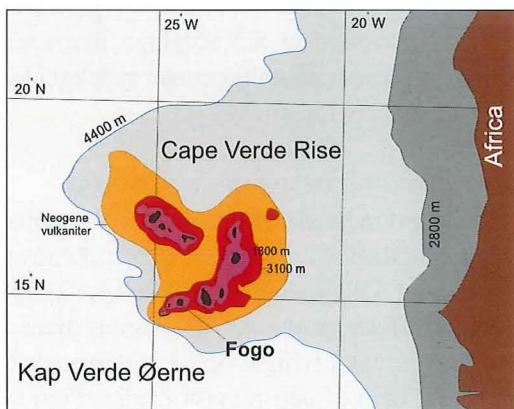
Paul Martin Holm, Thomas F. Kokfelt & Lise E. Pedersen

Artiklens forfattere havde i 1995 indledt et geokemisk-petrologisk forskningsprojekt på øen Fogo og var knap nok kommet hjem fra feltarbejde på øen, før vi hørte, at vulkanen Pico var gået i udbrud. Det lykkedes os i løbet af nogle uger at få skabt et hul i kalenderen og skaffet midlerne til endnu et besøg på øen. Her giver vi en beretning om hele udbruddet ledsaget af vore egne billeder fra en periode i maj. Artiklen ledsages af en forklaring på nogle af de benyttede fagudtryk.

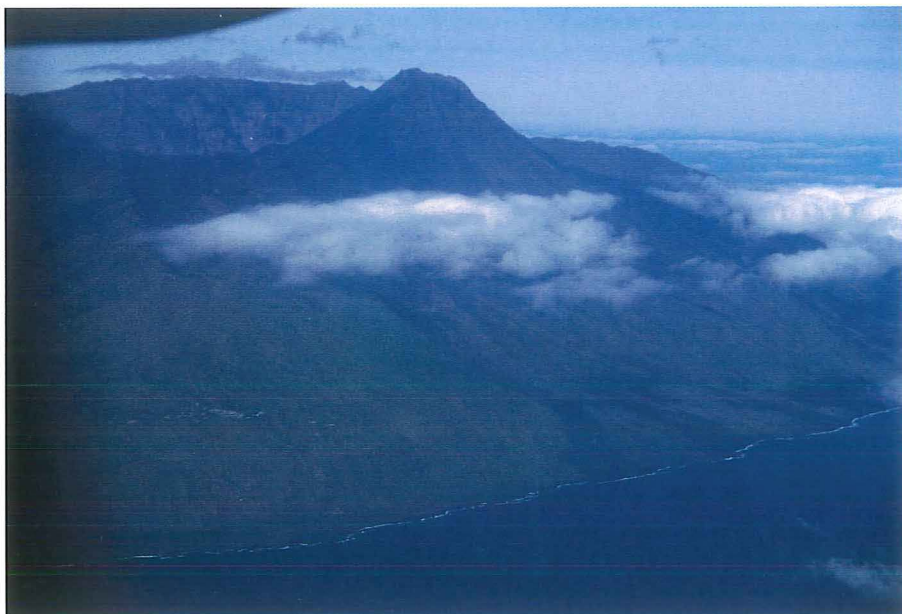
Vi havde valgt Fogo for at studere unge vulkanske bjergarter, som kunne dateres med U/Th-metoden, som netop var blevet tilgængelig på Geologisk Institut, Københavns Universitet, i forbindelse med erhvervelsen af et nyt massespektrometer.

### KAP VERDEØERNE

Republica de Cabo Verde ligger i Atlanterhavet omkring 500 kilometer vest for Kap Verde, Afrikas vestligste punkt på 15-17°N (figur 1). Klimaet er tropisk og meget tørt, men behageligt på grund af den konstante passatvind fra nordøst. Der er 10 større og mange mindre øer, i alt 4.050 kvadratkilometer med en befolkning på ca. 400.000. Landet er demokratisk og fungerer langt bedre end de fleste afrikanske, og befolkningen anser sig selv for kulturelt nærmest at befinde sig midt mellem Sydamerika, Europa og Afrika. Øerne var ubeboede, indtil portugiserne opdagede dem omkring 1456, og de er nu beboede især af en blanding af afrikanere og portugiseres efterkommere.



Figur 1. Vestafrika og Kap Verdeøerne. Kap Verdeøerne ligger på hævet havbund - the Cape Verde Rise - godt 500 kilometer fra Afrikas kyst.



*Figur 2. Fogo med Pico. Foto taget mod nordnordvest fra fly over det sydøstlige Fogo. Midt i billedet ses Pico hæve sig 2.829 m fra havet og fra calderabunden ca. 1.600 m o.h. Øverst tv. i billedet ses en del af calderaranden. I bunden af calderaen og flere steder udenfor ses sorte unge lavaer.*

Øerne ligger på Atlanterhavets basaltiske oceanbundsskorpe, der her ligger 2-3 kilometer højere end havbunden normalt gør - the Cape Verde Rise - og overvejende består af vulkanske bjergarter. På nogle af øerne (Santo Antão, São Vicente, São Nicolau, Sal, Santiago, Brava) er denne fortid tydeligvis ikke særlig fjern, og her ses vulkanbygninger tydeligt i landskabet. En enkelt af øerne, Fogo, har været aktiv i historisk tid.

#### FOGO, PICO OG DE HISTORISKE UDBRUD

Fogo er 476 kvadratkilometer med en omtrent cirkulær kystlinie. Øen består i al sin enkelhed af en dominerende vulkanbygning, Pico, der fra østkysten rejser sig næsten 3 kilometer fra havet (figur 2). Der bor 33.000 mennesker på Fogo, heraf de fleste på landet. De største byer er São Filipe og Mosteiros. Den nordøstlige vind tvinges op ad vulkanens sider og afgiver derved regn, hvilket gør vindsiden af øen relativt frodig. Pico er særdeles aktiv med mere end 24 udbrud siden 1460.

Fra øen blev opdaget og indtil år 1761 var Pico i hyppige udbrud fra sit centrale krater i den perfekt formede kegle, der fra havet hæver sig 3 kilometer





*Figur 3. Calderaen. Fra Picos skråning ses calderavæggen 3-4 kilometer mod nordvest. Calderaen er omtrent cirkulær med en diameter på 8 kilometer og den lodrette væg hæver sig op til 1 kilometer over calderagulvet, der ligger 1.600-1.700 m over havet. Calderavæggen er et tværsnit gennem den gamle Fogovulkans lavaer, der ses i billedet som omtrent vandrette lag.*

og består af både pyroklastisk materiale (hovedsagligt lapilli) og lava - en såkaldt stratovulkan. Picos basis mod nord, vest og syd hviler i en højde af 1.600-1.700 meter over havet på bunden af en cirkulær caldera med en diameter på 8 kilometer (figur 3). Udbrud fra Pico er rapporteret fra årene 1500, 1564, 1604, 1664, 1675, 1680, 1689, 1693, 1695, 1699, 1713, 1721-25 og 1761. Derefter har udbruddene fundet sted i calderabunden ved laterale udbrud med eller uden dannelse af parasitkegler i årene 1769, 1785, 1799, 1816, 1847, 1852, 1857, 1951 og 1995.

Calderaen er begrænset af en næsten lodret stejl væg, der er op til 1 kilometer høj. Calderaen dannedes for måske 10.000 år siden ved indsynkning af den gamle vulkanbygningens top. Det er foreslået, at den dannedes ved udskridning i havet af hele den østlige del af vulkanbygningen. Den gamle vulkan var formentlig over 3.500 m høj. Det meste af den gamle vulkanbygning er bevaret og udgør størstedelen af øen, nemlig området udenfor calderaen. Her ses en jævnt skrånende flade dannet af hundreder af lavastrømme fra det gamle centralkrater. På denne flade ligger talrige små scoriekegler, som er dannet ved flankeudbrud.

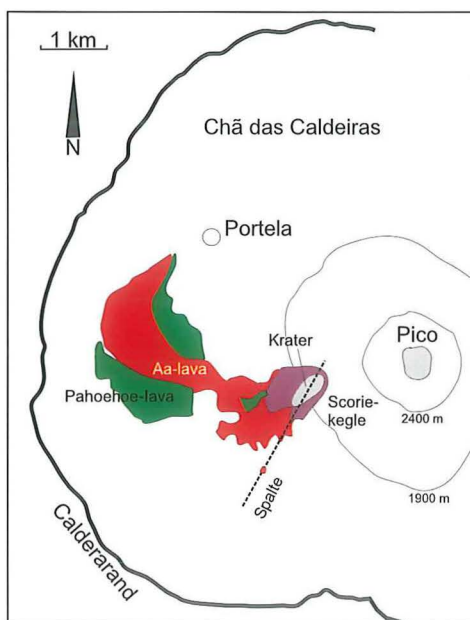
## 1995 UDBRUDDET OG DETS FORLØB

Udbruddet varede i knap to måneder og havde et stærkt varieret forløb resulterende i mange typer af vulkanske produkter. Alle bjergarterne er sorte med strørkorn af mineralet clinopyroxen. Rumfanget af erupteret materiale anslås til at være ca. 60 millioner kubikmeter (0,06 kubikkilometer) og det dækker et område på 8 kvadratkilometer, heraf (se beskrivelse nedenfor) 2,7 kvadratkilometer aa-lava, 4,3 kvadratkilometer pahoehoe-lava og en 0,9 kvadratkilometer scoriekegle (figur 4). Selv om rumfanget af erupteret magma var ret lille, havde udbruddet lokalt omfattende negative miljømæssige virkninger.

*Optakten:* Indbyggerne i landsbyen Portela i Chã das Caldeiras mærkede en række svage jordskælv fra 25. marts 1995. Den 2. april var der kraftigere jordskælv kl. 7 og kl. 15, og kl. 20 et væsentligt kraftigere.

*Første fase - sprækkeudbrud:* Udbruddet startede kort før midnat d. 2. april 1995 med en sprækkeeruption langs en nordøst-sydvestgående spalte radierende fra Picos vestlige fod (figur 4). Fra sprækken, som hurtigt blev ca. 2 kilometer lang, strømmede først gas eksplosivt ud, ledsaget af blokke revet ud af sidestenen. Derpå dannedes et hundreder af meter højt ildgardin af kontinuerte lavafontæner langs sprækken og en lava begyndte at dannes af fontænernes glødende regn. Fra krateråbninger lokaliseret langs sprækkerne udslyngedes magma eksplosivt, blandt andet, i form af op til 4 meter lange bomber (pyroklastisk materiale med

en diameter på mere end 64 millimeter) op til 500 meter fra spalten (figur 5). En eruptionssøjle af aske og gas steg op til en højde af 5 kilometer. I den sydlige ende af sprækken dannedes en lav spatterkegle. Omkring dette krater ses gamle vulkanske bjergarter at være overstrøet med lapilli og bomber, hvilket viser, at før den lave kegle dannedes var der en kortvarig episode med et mere eksplosivt udbrud, formentlig med en magmafontæne. I løbet af få timer evakueredes de 1.300 beboere i calderaen til fods.



*Figur 4. Kort over calderaen med 1995-udbruddets produkter markeret.*





*Figur 5. Under første fase af 1995-udbruddet var der en episode med udslyngning af udsædvanligt store bomber. Her ses en ca. 4 meter lang bombe, der blev fladtrykt da den stadig flydende landede. Bemærk dens dråbeform. Den har et tyndt ydre lag af glas og et indre af opblæret scorie. Den sorte farve skyldes magmaets jern-magnesiumrige sammensætning. På grund af bombernes store porøsitet vil de formentlig forvitre i løbet af få år. Bemærk lapilli og mindre bomber, der dækker jorden under den store bombe. Den brune bjergart er en gammel lava.*

*Anden fase - Begyndende opbygning af scoriekegle:* Efter mere end et døgn blev udbruddet koncentreret omkring den nordøstlige ende af spalten, på Picos nedre skråning, og en fase med Hawaii-type aktivitet blev indledt. Magma stod op i fontæner og faldt ned dråbevis, som lapilli. Lapilli-tuffen (bjergarten dannet af lapilli) voksede til en scoriekegle omkring krateret. Den blev i løbet af få dage mere end 100 meter høj. Magma flød ud fra scoriekeglen og dannede først en 10-20 meter dyb lavasø vest herfor. Efter nogle dage brød magmaet ud fra søen og begyndte at strømme mod vest i calderaen. Man kan stadig se store flager af den lavaskorpe, der udgjorde lavasøens overflade, ligge hulter til bulter, hvor de aflejredes, da magmaet strømmede bort og søen tømtes. Langs de nu inaktive dele af spalten afsatte udstrømmende gas sublimater, som f.eks. svovl.

*Tredie fase - aa-lavaen:* I 15 dage fortsatte den hawaiianske aktivitet og aa-lavaen avancerede først 2 kilometer indtil calderavæggen og bøjede så af mod nord og gled mod landsbyen Portela. Lavastrømmen var flere hundrede meter bred og 10-15 meter høj og var en såkaldt aa-lava, der dannes af viskøst



*Figur 6. Aa-lavaen og vingården. Den 10-15 meter høje aa-lava knuste adskillige bygninger. Her står en hvidkalket mur af en vingård tilbage, medens resten enten er faldet sammen eller dækket af lavaen.*

(sejtflydende) magma, som ved afkøling brister i blokke, hvorfor lavaen avancerer over en front af lavafragmenter. På sin vej dækkede den talrige huse og dyrkede arealer, der lå ved calderavæggen, foruden en vandcisterne af essentiel betydning for landbruget i calderaen. Af en vingård står kun verandaen tilbage (figur 6). Bebyggelsen Boca de Fonte blev helt ødelagt. Aa-lavaen nåede i alt 4 kilometer væk fra krateret og standsede 1 kilometer fra Portela. Endnu en aa-lava dannedes ovenpå den første, og 16. april nåede den nye strøm fronten af den første og avancerede yderligere 1/2 kilometer mod Portela.

*Fjerde fase - pahoehoe-lavaen:* Fra 22. april skiftede lavaens viskositet, så udbredelsen herefter skete som pahoehoe lavastrømme. Den aktuelle lavas måde at avancere ved dannelse af pahoehoe-tæer fremgår af figur 7. På figur 8 illustreres, hvordan pahoehoe-tæer kan vokse til pladepahoehoe. Aktiviteten skiftede 19. april til Strombolisk-type med eksplosioner i krateret og udslængning af pyroklastisk materiale i mindre omfang. Til gengæld begyndte magmaet nu at strømme ud fra en åbning ved den vestnordvestlige-lige basis af den nu 200 meter høje scoriekegle. Magmaet strømmede kort på overfladen, hvorefter det løb ned i en kanal (lavatunnel) i den tidligere dannede aa-lava. Fra flere punkter strømmede magmaet ud fra siden af aa-lavaen ca. 1 kilometer fra krateret og dannede pahoehoe-lava både nord og syd for aa-lavaen. På sydsiden nåede



pahoehoelavaen calderavæggen, og dækker her et større areal end aa-lavaen. På nordsiden løb pahoehoelavaen omtrent parallelt med aa-lavaen og nåede nogle få meter længere end denne. Dermed blev Portela skånet. Flere gårde og dyrkede arealer blev derimod ødelagt under denne fase af udbruddet. Lavaen avancerede langsomt med en hastighed af omkring 1 meter i timen. Nogle steder dannedes reblava, når letløbende lavas størknende skorpe foldedes (figur 9). Den stromboliske aktivitet var ofte voldsom, og askeskyer steg til flere hundrede ters højde (figur 10), mens bomber og lapilli slyngedes ud over scoriekeglens rand. Ofte drev askeskyer mod sydvest fra krateret. Asken faldt især i calderaen, men også på sydvestflanken af Fogo. Langs lavastrømmens front opstod ofte stærke hvirvelvinde på grænsen mellem kold luft og den varme luft over den nye lavaoverflade. Udstrømningen af magma varede indtil 26. maj.

*Senere aktiviteter:* Efter udbrudsfaserne fortsatte fumaroler med at være aktive mange steder i mere end en måned, og såvel i 1996 som i 1999 var der stadig svag fumarolaktivitet omkring krateret. Den 31. januar 1996 var der igen jord-skælv og mærkelige lyde hørtes af beboerne i calderaen, men der fulgte intet udbrud.



*Figur 7. Pahoehoe-lava. Relativt letflydende lava, pahoehoe-lava, udbredes ved at den størknede lavafront brister og der vokser 'tæer' ud. Her ses en sådan tå i vækst, ligesom lavafronten andre steder kan ses at briste under trykket fra magmaet, der strømmer frem fra krateret inde i lavastrømmen. I baggrunden ses Pico og den nye scoriekegle, hvorfra en askesky driver mod sydvest.*



*Figur 8. Plade-pahoehoe. Større pahoehoe-tæer vokser til plade-pahoehoe. Bemærk hvordan lavaen under væksten af tæerne skubber lidt til sandet til højre i billede, medens lavaen i øvrigt udbredes ovenpå den eksisterende overflade.*



*Figur 9. Reblava dannes. Pahoehoe-lava strømmer ned ad skrånende terræn og danner en overflade af reb-lava.*



## VORE UNDERSØGELSER AF DET ERUPTEREDE MAGMA

Vi havde oprindeligt sat næsen op efter at måle isotopforhold i lavaen, hvorfra tidsrummet mellem smeltedannelse og eruption ville kunne bestemmes. De erupterede magmaer havde imidlertid en kemisk sammensætning, som viste at de havde ligget længe i magmakamre, og de kunne derfor ikke bruges til formålet.

I stedet viste vore undersøgelser af en række produkter fra hele udbrudssekvensen, at der var en endog meget stor variation i den kemiske sammensætning: de dækker således op mod halvdelen af den totale variation blandt alle Fogos lavaer. Der er endvidere tale om flere markante trin og modsatte retninger i disse ændringer. Ofte forklares variation i vulkaniternes sammensætning under en eruption som en afspejling af den gradvise taping fra et magmakammer af et sammensætningsmæssigt zoneret magma.

Det kan dog ikke være hele forklaringen i dette tilfælde, hvor mindst tre komponenter var til stede. Vor model er, at magma er steget op fra et dybere liggende magmakammer til et zoneret højereliggende magmakammer. Indstrømning af nyt magma i kammeret kan have medvirket til vulkanudbruddet.

### FORKLARINGER TIL UDTRYK, HVIS BETYDNING IKKE FREMGÅR AF TEKSTEN

Hawaiiansk aktivitet omfatter udstrømning af magma fra et krater uden voldsomme eksplosioner og er den mildeste form for udbrud. På trods af dette kan disse udbrud være særdeles kraftfulde, f.eks. hvor magma står mere end en kilometer op i en ildfontæne. Udbrud langs sprækker kan resultere i ildgardiner ('curtains of fire'). Disse fænomener skyldes afgivelse af luftarter, som under højt tryk er opløst i magmaet, men som under udbruddet afblandes som en selvstændig gasfase, som på grund af den lave massefylde skubber magmaet opad med stor fart. Står magmaet blot i krateret og afbobler gas, kan resultatet være dannelse af en oftest lav vulkanbygning af klatter/sprøjt af magma, som kaldes spatter kegler eller spatter volde. Denne typer vulkanisme skabes især af letflydende (lavviskøs) magma, og mange udbrud på Hawaii er typeeksempler. Vulkanbygningernes flanker har oftest en meget lav hældning af nogle få grader.

Strombolisk aktivitet er næste trin på skalaen af eksplosiv vulkanisme og omfatter sønderdeling af magma ved pludselig gasafgivelse under udbruddet. Dette kan skyldes at magmaet er sejt (viskøst). Typisk sker der en eksplosion med udslyngning af pyroklaste (se nedenfor) op til hundreder af meter op i luften. Stromboli i De Æoliske Øer nord for Sicilien har givet navn til denne type, og der er oftest tale om ikke katastrofale udbrud. Vulkanbygninger er oftest kegler med stejle sider med en hældning på op til 30-40° - så stejlt som fragmenterne kan stables.

Vulkanitter dannet ved sønderdeling og udslyngning af magma er pyroklastiske bjergarter. Pyroklaste opdeles efter størrelsen, som magmaet sønderdeles i under eksplosionen: aske mindre end 2 mm, lapilli er 2-64 mm og bomber er større end 64 mm. Fordi fragmenterne lynafkøles under flugten gennem luften er de ofte fyldt med hulrum af fanget gas afgivet fra magmaet (pimpsten er et eksempel).

Sådanne opblærede bjergarter betegnes også scorie, og denne betegnelse dækker også over ikke-pyroklastisk materiale, som f.eks. lavaoverflader. Vulkanbygninger opbygget hovedsagligt af lapilli og bomber betegnes scoriekegler.

Vulkanbygninger kan helt eller delvist synke ind, hvis magmakammeret derunder delvis tømmes, f.eks. under et udbrud. Indsynkningen, der er ofte cirkulær, kaldes en caldera.

Centralvulkaner (med et krater på toppen af en kegle) har ofte udbrud på flankerne, man taler om flankeudbrud eller laterale udbrud og der kan dannes en mindre parasitkegle på hovedvulkanens side.

Lavastrømme udbredes som funktion af magmaets viskositet og tilførselsrate. Sejt magma er tilbøjeligt til at brydes op under sin bevægelse og danner aa-lavastrømme, der på ydersiden, hvor den køles hurtigt af, består af en rodet bunke af brokker, ligesom lavafrenten avancerer ved at afskalle uregelmæssige brokker. Det indre af en aa-lava er massiv. Letflydende lava, danner en mere sammenhængende overflade, pahoehoe-lava, som typisk udbredes gennem udposninger på lavafrenten. Disse udposninger kaldes pahoehoe-tæer og kan variere i størrelse og form. Overfladen kan variere enormt, f.eks. være glat, krøllet/snoet (reblava), bestå af plader. Lavaen kan være massiv, have en scorieoverflade eller være helt porøs og skør.

En fumarole er en åbning, hvorfra varm, vulkansk gas strømmer. Mineraler kan dannes direkte fra luftarterne, sublimation.



*Figur 10. Eksplosioner fra scoriekeglen. Strombolisk aktivitet i krateret i den 200 meter høje scoriekegle ved foden af Pico. Den brune sky består af eksplosivt afgivet gas og partikler af aske og lapilli, der føres op i suspension med den varme luftstrøm. Bomber, ligesom det meste af lapillien, falder hurtigt ned og bidrager til væksten af scoriekeglen.*



# ALTIPLANO-PUNA HØJSLETTEN

DANNELSESHISTORIE – EN OPDATERET MODEL

Anders Tychsen

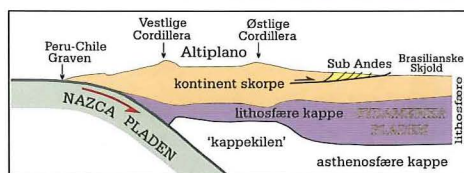
Andesbjergene er et af Jordens smukkeste områder. Regionen er endnu så uciviliseret, at geologer der er interesseret i området kan være tvunget til at bruge heste eller egen fremdrift for at nå frem til de bedste blotninger, hvilket er en konstant udfordring. Midt i det centrale Andes ligger Altiplano-Puna Højsletten (figur 1), eller Centralandes Plateauet, et stykke bjergkæde fladt som Holland med en udstrækning på over en tredjedel af en million kvadratkilometer. Plateauet er klemmt inde mellem to bjergkæder, der er skabt af de enorme kræfter der opstår, når Stillehavets skorpe tvinges ned under den Sydamerikanske Plade. Disse bjergkæder har tilsyneladende beskyttet det flade plateau.

## ALTIPLANO-PUNA HØJSLETTEN

Altiplano-Puna Højsletten er det næststørste højlandsplateau på Jorden, kun overgået af Det Tibetanske Plateau i Asien. Plateauet har en gennemsnitlig højde på 3,6-4,0 kilometer, afhængigt af hvor stort et område man medregner til plateauet. Det ligger mellem 16°S og 23°S i det Centrale Andes. Plateauet består overordnet af to segmenter, Altiplano Højsletten i Bolivia og Peru samt Puna Højsletten i det sydlige Bolivia og nordlige Argentina. Længere mod sydsydvest danner Sierras Pampeanas den sydlige del af plateauet (figur 1). Alle regionerne er relativt flade, specielt sammenlignet med det øvrige Andes.

Dannelsen af højsletter er en problemstilling, der har udfordret geologer i flere årtier, og Altiplanoet er ingen undtagelse. Spørgsmålet har været, hvordan kan det flade plateau dannes og bevares, uden at blive påvirket af de kompressive (sammentrykkende) kræfter, der skabes som følge af Nazca Pladens kontakt med Det Brasilianske Skjold. Kræfter der er store nok til at bøje jordskorpen og danne bjergkæder. Spørgsmålet er først blevet besvaret indenfor de sidste 10-15 år. Som en sidegevinst har forskningen øget vores forståelse af struktur og udvikling i de områder, hvor oceanbundsskorpe bliver presset ned under kontinentalskorpe (subduktionszoner).

Mens den generelle ramme for dannelsen af plateauer og dermed også Centralandes Plateauet er mere eller mindre etableret, er der imidlertid stor uenighed om betydningen af de involverede tektoniske processer, såsom hævnning af skorpen og ændringer i skorpetykkelsen, gennem tid og rum. I denne artikel præsenteres den nyeste viden i form af en model for Altiplano-Puna Højslettens dannelse.



Figur 1. A: Skitsekort visende placeringen af Altiplano Højsletten, Puna Plateauet og Sierras Pampeanas. Højder over 3000 m er mørkebrune. Subduktionszonen ses i jordoverfladen som Peru-Chile Graven (se B).

B: Tværsnit gennem Andes ved Arica-bøjningen visende Nazca pladens nedglidning (subduktion) under Andes, beliggenheden af de Vestlige og Østlige Cordillera, Altiplano og Sub Andes. Bemærk 'kappekilen' d.v.s. den del af asthenosfæren som ligger mellem den neddykkende- og overridende plade. Ved Arica-bøjningen subduceres Nazca med en vinkel på ca. 30° grader; mens den kun er 5-10° grader ind under Sierras Pampeanas. Den flade hældning medfører, at der stort set ikke findes en kappekile (= ingen vulkanisme) og, at Andesbjergenes bredde, målt fra Peru-Chile Graven, reduceres fra cirka 700 km ved 27° S til 350 km ved 32° S. Figur A er baseret på de Urreiztieta et. al. [1996].

## OPBYGNINGEN AF CENTRALANDES

Andes ligger langs en af verdens største aktive pladegrænser og omfatter et bjergkædesystem der rækker over 5.000 kilometer fra Det Caribiske Hav til Kap Horn i Sydamerika. Det er generelt accepteret, at pladegrænsen er en del af et grænseforløb, der strækker sig fra det vestlige Antarktis, under Scotiahavet op langs den sydamerikanske og nordamerikanske kyst. Hvor den Vestamerikanske Cordillera (en cordillera er en bjergkæde) i Nordamerika, inklusive Rocky Mountains, er dannet ved, at kontinentfragmenter er påhæftet Nordamerika efterhånden som Stillehavets litosfære er dykket ind under (blevet subduceret) kontinentet, skyldes udseendet af Andes den irregulære subduktion af Nazca Pladen (tidligere Farralon Pladen) (figur 1) under den af flere mindre stykker sammensatte Sydamerikanske Plade. Der er altså ikke påhæftet fremmede kontinentalskorpefragmenter til den sydamerikanske del af marginen.

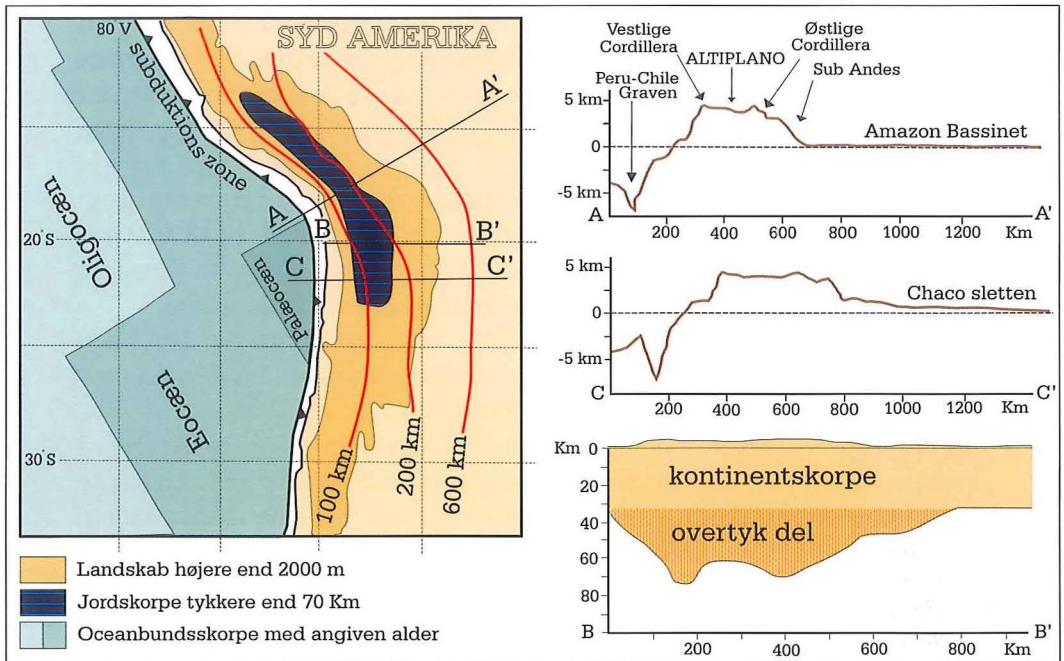
Centralandes er en op til 800 kilometer bred region, der visse steder er hævet mere end 6.000 meter over havniveau. Den østlige grænse udgøres af Peru-Chile Graven (figur 2a), en smal, men meget dyb zone skabt af den neddykkende Nazca Plade. Mod øst afgrænses Centralandes af Amazonbassinet og Chacosletten i Brasilien.

Regionen er højest og bredest langs Arica-bøjningen (figur 1); fra 16°S til 23°S. Aricabøjningen er både en strukturel og en topografisk bøjning af kontakten mellem de to plader, fra en orientering nordvest-sydøst nord for bøjningen til en orientering nord-syd syd for bøjningen. De to plader skubbes hvert år cirka 85 millimeter



mod hinanden, men hastigheden har varieret væsentligt siden subduktionen begyndte i Kridt. Aricabøjningens vestvendte konkave geometri har medført, at de kompressive kræfter skabt mellem pladerne har flere retninger, hvilket har muliggjort hævnningen af to bjergkæder, henholdsvis den Vestlige Cordillera og den Østlige Cordillera. Begge bjergkæder smelter sammen nord og syd for bøjningszonen. Mellem dem ligger det 200-250 kilometer brede Centralandes Plateau, som i det store og hele er dannet som et sedimentært bassin tidligt i Kænozoikum, og som er blevet gradvist hævet gennem de sidste knap 60 millioner år og dermed omformet til et højlandsplateau.

Begge de to store dele af Centralandes Plateauet, Altiplano Højsletten og Puna Højsletten, er yderligere inddelt i flere mindre områder, som alle har deres egen dannelseshistorie, der er forskellig fra naboområdernes. Forskellene kan for eksempel være foldningsmønstre eller andre tektoniske deformationer.



Figur 2: Til venstre: Den tektoniske setting af Centralandes ved den vestlige rand af Sydamerika. Dybde-kurverne for toppen af den underliggende Nazca Plade er afbilledet med kraftige røde linier. Desuden fremgår regionens topografi over 2000 m, samt skorpe tykkelse større end 70 km. Til højre: Landskabet er illustreret i to topografiske profiler (AA' og CC'), mens Profil BB' viser variationen i skorpe tykkelsen gennem de Bolivianske Andesbjerge. Bemærk den betragtelige tykkelse i forhold til den gennemsnitlige tykkelse for kontinentalskorpen. Figuren er baseret på: Lamb et al. [1997].

## CENTRALANDES PLATEAUETS TEKTONISKE UDVIKLING

Udviklingen af Centralandes består af tre overordnede cykler. De to første er direkte skabt af vandringen af skorpens plader, mens den tredje indbefatter hævnningen af Centralandes Plateauet og dannelsen af plateauet som det fremstår i dag.

*Den Palæozoiske Cyklus (Palæozoikum-Trias):* Den klassiske rekonstruktion af superkontinentet Pangaea placerer proto-Andes på den yderste, vestlige rand af Gondwanaland. Her dannede Andes en del af Samfrau Orogenet (bjergkæden), der rakte over hele Pangaeas vestlige rand. Den palæozoiske kontinent rand bestod overordnet af sen proterozoiske til sen palæozoiske sedimentære og vulkanske aflejringer. Gennem tre opfoldningsfaser med tilhørende episoder af metamorfose og granitdannelse omdannedes kontinental randen. Disse bjergarter indgår nu i den Østlige Cordillera, som imidlertid ikke var hævet meget over havniveau før Trias, hvor den anden cyklus begyndte.

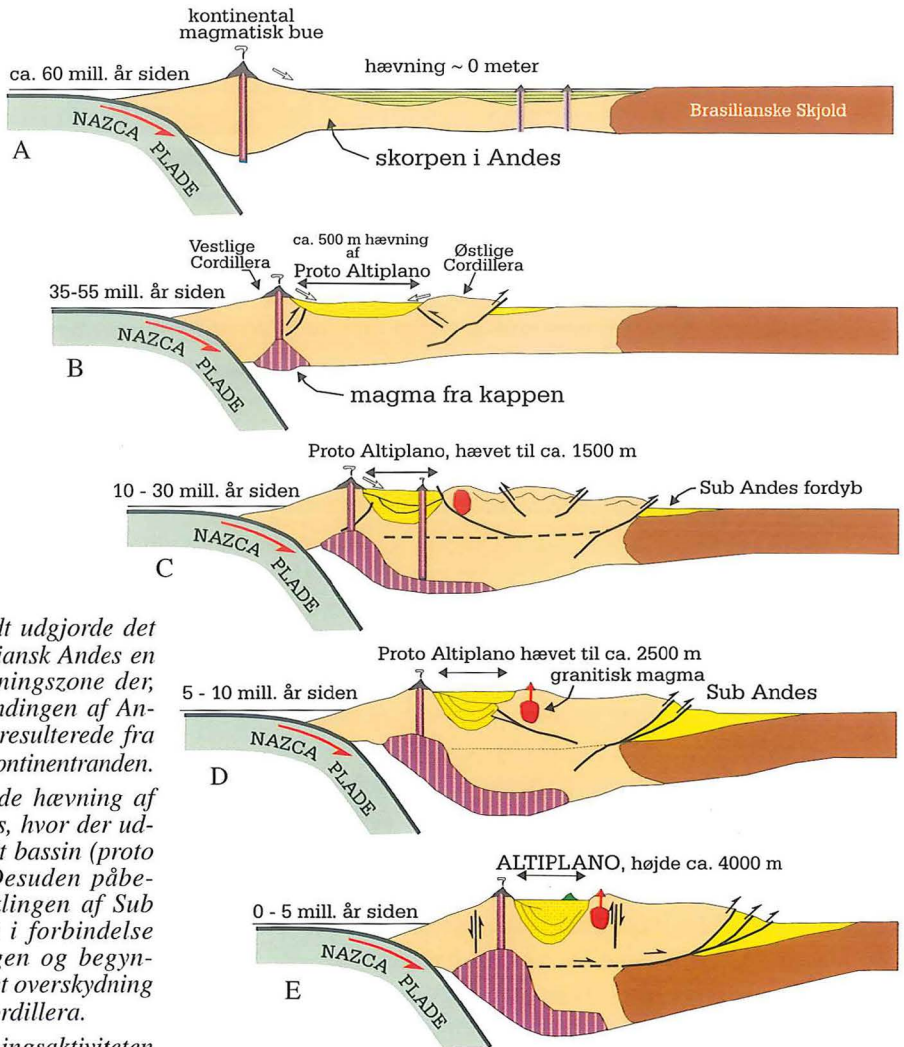
*Den Mesozoiske Cyklus (Trias-Kridt):* I Trias var opsprækningen af Pangaea godt i gang, hvilket betød at strækningstektoniske processer, skabt af pladernes drift væk fra hinanden, var den mest udprægede geologiske deformationstype i Sydamerika gennem Mellem Mesozoikum. Den Sydamerikanske Plade og Nazca Pladen begyndte at bevæge sig imod hinanden i Kridt (for cirka 89 millioner år siden). Bevægelsen medførte erosion af de tidligere dannede palæozoiske strukturer. Den magmatiske aktivitet udviklede en rand af vulkaner langs hele den 7.500 kilometer lange Stillehavseand fra 5°S til 56°S. Vulkanerne dannedes som resultat af de magmadannelser, der sker langs en subduktionszone.

Samtidig udvikledes en serie af forbundne sedimentære bassiner langs den endnu flade kontinentrand. Bassinerne dannede grundlaget for den Vestlige Cordillera, og de udvikledes under en strækningspræget situation, hvor der blev dannet horst- og grabenstrukturer. I Trias-Jura aflejredes karbonatsedimenter i bassinerne, og marginen var overordnet set rolig, indtil der for alvor begyndte en hævnning i Mellem Kridt, og dermed udvikledes den 'moderne' Andes Margin.

*Centralandes Plateauets dannelse (Kridt-Nutiden) (figur 3):* I Mellem Kridt havde deformationen af marginen samlet de usammenhængende sedimentære bassiner til ét stort, sammenhængende bassin fanget mellem de to bjergkæder, der hævede sig konstant. Præcis hvornår dette 'Proto-Altiplanobasin' var etableret er usikkert, forskellige kilder giver det en alder på mellem 100 og 45 millioner år (figur 3a). De fleste forfattere er imidlertid enige om, at bassinet dannedes gennem den sidste halvdel af Kridt. Palæogene vulkanske sekvenser antyder, at hævnningen fortsatte ved den Vestlige Cordillera i denne periode. Vulkansk materiale dannet som følge af magmaproduktion ved den subducerede oceanskorpe fra Nazca Pladen mangler for perioden 35-25 millioner år siden



Figur 3. Udviklingen af Centralandes med Altiplano gennem de sidste 60 mio. år. Skønnede hævnings for proto-Altiplano regionen er angivet for de forskellige tidsperioder:



**A:** I Sen Kridt udgjorde det mest af Boliviansk Andes en bred indsynkningszone der, ligesom udtyndingen af Andes skorpen, resulterede fra strækning af kontinentranden.

**B:** Begyndende hækning af Central Andes, hvor der udvikles et smalt bassin (proto Altiplano). Desuden påbegyndes udviklingen af Sub Andes truget i forbindelse med hævningen og begyndende østrettet overskydning af Østlige Cordillera.

**C:** Overskydningsaktiviteten øges. De Østlige Cordillera skydes indover Altiplanobassinets rand og mod øst over Sub Andes.

**D:** Det Brasilianske Skjold begynder for alvor at glide ind under Østandes, hvilket medfører dannelsen af et veludviklet folde- og overskydningsbælte i Sub Andes.

**E:** Skorpeforkortelsen er koncentreret til Sub Andes, der akkomoderer underskydningen af det Brasilianske Skjold. Hækning af Altiplanoet er måske knyttet til plastiske sammenpresning i den dybere jordskorpe. Udbredt vulkanisme ses bag den kontinentale magmatiske bue; måske i tilknytning til konvektions-erosion af litosfærens bund. Efter Lamb et. al. [1997].

(figur 3b - c), hvilket tyder på, at kollisionshastigheden var lav eller neddykning-svinkelen lille i dette tidsrum (se senere). Indtil Palæocæn var det meste af den bolivianske del af Andes stadig nær havniveau, men en øgning af erosions-hastigheden, der begyndte for 45 millioner år siden, medførte en hævnning af den Østlige Cordillera. Dette skyldes, at skorpen på grund af erosionen blev lettere, efterhånden som materiale og dermed masse blev fjernet fra cordilleraen.

Igennem Eocæn og Oligocæn blev regionalt udbredte sedimentære aflejringer af Kridt og Palæocæn alder deformeret. Den dybeste del af Altiplano-bassinet omdannedes til en omtrent nord-syd orienteret hævningsregion, hvor den vestlige side af den Østlige Cordillera er placeret. Den vestlige del af bassinet udgjordes af hævet prækambrisk grundfjeld, der blottedes nær den Vestlige Cordillera. Bassinet blev støt og roligt presset mere og mere sammen langs den smalle (øst-vest orienterede) akse. I Oligocæn betød fornyet foldning omkring den etablerede længdeakse, at fortsat sedimentation mere eller mindre stoppede, undtagen i Altiplanoet.

I Sen Oligocæn-Tidlig Miocæn fungerede Altiplano-Puna som et drænings-system. Ældre folde- og forkastningsstrukturer blev gradvist eroderet til groft, konglomeratisk materiale, og topografien udjævnedes. I Sen Oligocæn skete en fornyet aktivitet af granitisk magmatisme, måske som resultat af introduktionen af kappesmelter i dybden. Der dannedes endvidere for mellem 25-9 millioner år siden op til 8 kilometer af kontinentale rødfarvede klastiske sedimenter, såkaldte 'red beds'.

For 11 millioner år siden stoppede deformationen langs den østlige side af Altiplano-bassinet, den Østlige Cordillera var efterhånden for vanskelig at presse sammen blandt andet på grund af de hårde granitiske plutoner. Dette medførte en vestlig forskydning af grænsen for deformation (figur 3d). Den resulterende sammenpresning og forkortning af Altiplanobassinet afsluttede den intensive sedimentation. For 7 millioner år siden stoppede forkortningen af bassinet, og en regional udjævning af terrænet (peneplanisering) var afsluttet for omkring 5 millioner år siden efter fornyet intensiv erosion. I Sen Pliocæn til Pleistocæn dannedes udbredte systemer af sideværts forkastninger ved den Østlige Cordillera, ligesom der dannedes nappestrukturer (figur 3e). Forkastningerne forskyder Pliocæne og yngre aflejringer med op til en kilometer.

## BJERGKÆDEHÆVNING I CENTRALANDES

Udviklingen af Centralandes karakteriseres ved dannelsen af Centralandes Plateauet og mangelen på de marginale bassiner, der er almindelige ved subduktionszonerne langs det vestlige Stillehav. De enorme kræfter, der blev skabt ved etableringen af subduktion i Trias, foldede de to cordilleraer op, men grundet





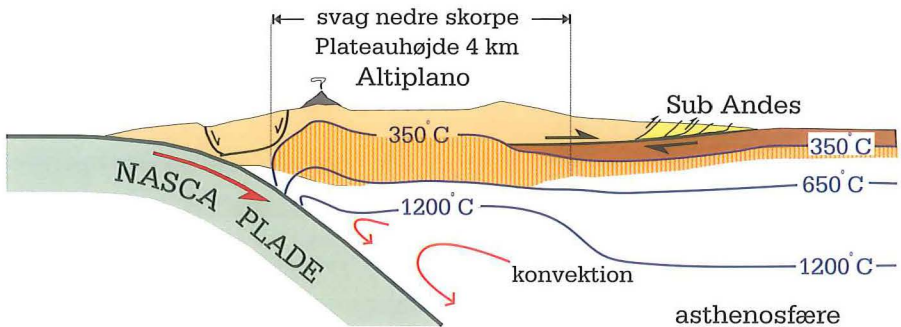
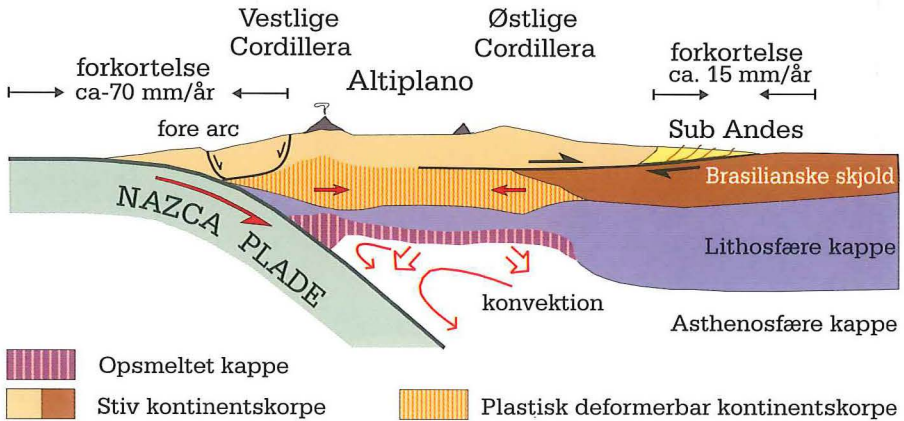
*De vestlige Cordillera på vejen fra minebyen Coroico til Sucre. Billedet er taget i omkring to kilometers højde, hvor erosionen har afrundet bjergene. Bjergene bliver langsomt lavere mod kysten, hvor Andesbjergene pludseligt bliver lavere og når det tynde stykke lavland ud mod Stillehavet.*

Aricabøjningen blev disse kompressionskræfter rettet i forskellige retninger med forskellig styrke, hvilket forhindrede, at de to bjergkæder ,smeltede sammen‘ ligesom nord og syd for Centralandes.

De kompressive kræfter formåede dog at komprimere Centralandes med over 200 kilometer hen over Altiplano Højsletten, og yderligere 150 kilometer ved Forlandet (figur 2a). Denne skorpeforkortning resulterede i en øgning af skorpe-tykkelsen, hvilket igen øgede marginens masse. Den øgede masse betød et øget tryk på toppen af astenosfæren under Andesbjergene. Astenosfæren har her form som en kile mellem kontinentalskorpen og den subducerende Nasza Plade (figur 4). Effekten kan sammenlignes med en spand i en balje vand. Jo flere sten der lægges i spanden, des mere vil den synke. I det aktuelle tilfælde skal spanden blot erstattes med skorpen ved Centralandes, der konstant blev presset sammen og fortykket, dens masse yderligere øget via granittiske intrusioner og lavaekstrusioner.

På trods af den ekstremt tykke kontinentalskorpe er Centralandes Plateauet i dag hævet omkring 4 kilometer over havniveau. Med dette i baghovedet begyndte geologerne i slutningen af 1980'erne at lede efter forklaringen på, hvor-

dan 80 kilometer kontinentalskorpe kunne holdes 'kunstigt' hævet. De ansvarlige kræfter, under ét omtalt som kompensationsprocesser, holder således kontinentalskorpen i, hvad man kalder isostatisk uligevægt. Før man fandt forklaringen, var man dog nødt til at forstå, hvordan skorpen i Centralandes blev dannet.



Figur 4. Diagram der illustrerer den formodede litosfærestruktur i Centralandes ved det nordlige Bolivia og Chile. Et Ø-V orienteret profil ved 20° S viser placeringen af den subducerende Nasca Plade og strukturen af den overliggende Sydamerikanske Plade. Øverst: Mægtigheden af den sydamerikanske litosfære er delvist baseret på en fortolkning af helium data og topografi. Nederst: Diagram som skematisk viser de formodede termale strukturer: 350°C isotermerne formodes, at bestemme placeringen af overgangen mellem stiv og plastisk deformation i skorpen. Grænsen menes at ligge langt inde i skorpen under arken og Altiplanoet, samt den vestlige margin af Den Østlige Cordillera, hvor det er muligt at den øvre skorpe flyder på den bløde nedre skorpe. Fra: Lamb & Hoke [1997].



## SKORPEDANNELSE

De tre vigtigste faktorer involveret i dannelsen af skorpen i Centralandes er (1) øgning af skorpen tykkelse, (2) forkortelse af skorpen og endelig (3) kompensation af skorpen vægt. De første to faktorer er nødvendige for at skabe den nuværende exceptionelt tykke kontinentalskorpe (figur 2b), den tredje er nødvendig for at holde - specielt den østlige del af - Centralandes hævet. Skorpen siges at være i isostatisk uligevægt.

Indenfor de senere år har geofysiske undersøgelser afsløret, at der langs subduktionszonen ved Centralandes er variationer i Nazca Pladens subduktionsvinkel: Mellem  $2 - 15^{\circ}$  og  $28 - 33^{\circ}$  (figur 2) subducerer Nazca Pladen med en vinkel på  $5-10^{\circ}$ . Det er en vigtig konstatering, da en lille subduktionsvinkel betyder at den aktive Andes rand bliver smal. I områderne med lille subduktionsvinkel er der næsten ingen Miocæn-Holocæn vulkanisme, som ellers dominerer i Altiplano og Puna domænerne, hvor subduktionsvinkelen er cirka  $30^{\circ}$ , Subduktionsvinkelens størrelse er bestemmende for mængden af astenosfære (kappekilen i figur 2), der er plads til mellem den dykkende litosfæreplade (Nazca Pladen) og overliggende (Sydamerika Pladen). Øget astenosfære betyder øget opsmeltning i kappen og dermed øget vulkanisme i litosfæren ovenover (baggrund for dannelsen af den Vestlige Cordillera) (figur 4), og påhæftning af magma til undersiden af skorpen. Den øgede vulkanisme i Altiplano-Puna regionerne betyder, at Andesranden i dette område blev betydelig mere udbygget end i de to regioner med lille subduktionsvinkel.

I områderne med lille subduktionsvinkel er den kompensation, Nazca Pladen yder mod litosfæren ovenover, til gengæld væsentligt større end i områderne med stor subduktionsvinkel.

*Forkortelse/strækning af skorpen:* Den relative betydning af de forskellige skorpeforkortningsprocesser er et af de centrale emner i debatten om Andesbjergenes oprindelse. En af de oftest foreslåede forkortningsprocesser er effekten af den komprimering, Det Brasilianske Skjold og den neddykkende Nazca Plade yder i modsatte retninger. Denne deformationsproces er af primær betydning for regionens udseende, og er den vigtigste årsag til at der overhovedet er noget der hedder Andesbjergene. De to pladers kollision bøjer simpelthen kontinentalskorpen op som var den lavet af gummi, hvilket sammen med den vulkanske aktivitet i marginen udvikler de to cordilleraer.

Nappe- og overskydningstektonik i Sub Andes har også været foreslået, og undersøgelser af Calazaya Nappen ved den Vestlige Cordillera indikerer, at overskydninger har spillet en primær rolle i opbygningen af skorpetykkelsen i denne del af Central Andes. Foldninger og blokrotationer forårsaget af de kompressive kræfter er blandt de foreslåede processer af sekundær betydning.

I kappekilezonen (figur 4) under Altiplano-Puna Højsletten kan strækning af skorpen i forbindelse med en jordskorpeudvidelse, der skyldes en temperaturøgning knyttet til en varmetilførsel fra den varme astenosfære i kappekilen (termal udvidelse), have skabt et væsentligt tryk rettet imod de kompressive kræfter. Specielt i den plastiske del af skorpen kan processen have været vigtig. Termal udvidelse er afhængig af temperaturen - jo højere temperatur des større udvidelse - og af skorpens sammensætning. Nogle mineraler udvides mindre ved høj temperatur end andre. Da såvel temperaturen som mineralsammensætningen af den nedre skorpe er relativt ukendte, er termal udvidelse en faktor Andesgeologerne har haft svært ved at bestemme størrelsen af.

*Skorpeopbygning/skorpenedbrydning:* Man regner med, at skorpens tykkelse før begyndelsen af den tredje cyklus var 30-35 kilometer. I overvejelserne indgår marginens sammensatte natur og det faktum, at Andes er udviklet over en meget bred marginal zone. Tallet medfører, at der siden Kridt er tilført omkring 40 kilometer skorpe under den Vestlige Cordillera, hvilket mindskes til 25-30 kilometer under Altiplano-Puna Højsletten og den Østlige Cordillera. Omkring 60% af opbygningen i skorpens tykkelse er skabt ved påhæftning af magma på undersiden af kontinentalskorpen, mens resten er skabt af skorpeforkortningsprocesser som foldning og overskydning. Beregningen er baseret på formodninger om skorpens sammensætning og ensartethed, men er bredt støttet i litteraturen.

Den Vestlige Cordillera ligger omkring 115 kilometer over den subducerende Nazca Plade. I dette område flyder 1.000-1.200 °C varm astenosfære ind imellem Nazca Pladen og litosfæren og danner en kappekile (figur 4). Den varme astenosfære medfører, at de øvre lag af den neddykkende oceansbundsplade delvist smelter. Den delvise opsmeltning hjælpes på vej af den cirkulationscelle (konvektionscelle), der er etableret i kappekilen, og som konstant fører varm, frisk astenosfære hen til den subducerende plade, mens varm, volatilrig (væske/gasrig) smelte, der er dannet nær pladen fjernes. Det volatile magma er meget varmt og let og bevæger sig hurtigt op gennem kappekilen, indtil det møder skorpen. Skorpen er - grundet skorpeforkortelsesprocesser og sammentrykning - meget massiv, og mindre end 10% af magmaet kan trænge op igennem den. Størstedelen af magmaet bliver gradvist hæftet på undersiden af kontinentalskorpen.

Skorpeopbygnings-/skorpenedbrydningsprocesser af mindre betydning inkluderer erosion og følgende sedimentation. Sådanne processer har fjernet de øverste cirka 2 kilometer af cordilleraerne og resulteret i aflejringen af op til 12 kilometer sediment - iblandet ekstrusiver fra de utallige vulkaner - på Altiplano-Puna Højsletten. Selvom den tektoniske effekt af de 12 kilometer sediment, altså trykket af sedimentpakken, er lille i forhold til de øvrige geologiske proces-



ser nævnt ovenfor, kan de være en medvirkende faktor til, at Altiplano-Puna ligger cirka 700-1.000 meter under højden af cordilleraerne. Sedimenterne øger massen af skorpen ved Altiplano-Puna Højsletten, mens cordilleraerne, der oplever større sammentrykkende kræfter, bliver til gengæld hele tiden lettet for deres topvægt, hvilket øger deres hævnning. Normalt er erosion over en vis højde forholdsvis ubetydelig, fordi der ikke falder nedbør, og fordi luften er så tynd, at vinderosion bliver af underordnet betydning. Takket være de centrale Andesbjerges placering nær Ækvator kan fluviale miljøer eksistere i stor højde, hvilket bevises i de massive fluvial/glaciale aflejringer, der ses i op til 5 kilometers højde. De ses i dag spektakulære orgelpibebildninger (se figur på forsiden) i Bolivia. Igennem flere tusind år har små vandløb fra de højtliggende gletschere boret op til 100 meter dybe sprækker og kløfter ned i de bløde – delvist glaciale – sedimenter, hvilket giver geologerne en uovertruffen mulighed for at studere aflejringerne i tre dimensioner, og turisterne en fantastisk oplevelse i et landskab der mest af alt ligner noget fra en science-fiction film.

*Kompensationsprocesser:* Blandt de vigtigste skorpekompensationsprocesser er fleksural støtte ydet af Nazca Pladen nær den reelle plademargin. Fleksural støtte betyder, at Nazca Pladen fysisk holder kontinentalskorpen kunstigt hævet. Nazca Pladen forsøger at trænge opad, da den er lettere end de underliggende dele af Jorden, og derved skubber den marginen op. Det foregår specielt i de to regioner hvor subduktionsvinkelen er lille. Nazca Pladen holder simpelthen den overliggende litosfære oppe, ligesom en korkplade ville holde spanden i eksemplet fra tidligere hævet, selvom spanden normalt ville synke. Det Brasilianske Skjold yder formentligt en lignende støtte for Subandes og den Østlige Cordillera (figur 4). Hvis det viser sig, at overskydnings- og nappetektonik i den østlige del af Centralandes har været så omfattende, som nogle geologer mener, kan skjoldets støtte have været af sekundær betydning. Andre geologer mener, at dette ikke er sandsynligt, da størrelsen af den isostatiske uligevægt i den østlige del af Centralandes er så stor, at kun Det Brasilianske Skjold har en størrelse der kan skabe det.

En anden kompensations-effekt er erosion i basis af litosfæren. Hvis litosfæren eroderes, bliver den tyndere og dermed lettere. Processens effektivitet afhænger af skabelsen af store mængder af smelte under Altiplanoet og det nordlige Puna sat i gang af en pludselig øgning i Nazca Pladens subduktionsvinkel. Dette medfører en øgning i tilstrømningen af astenosfære, hvilket kan øge temperaturen nok til at smelte den litosfære, der med den øgede neddykningsvinkel bliver blottet for astenosfæren. Det isostatiske svar på erosion af basal litosfære og dets replacering med let, varm astenosfære er en hævnning af overfladen. Problemet er igen at sammensætningen og egenskaberne af den subkontinentale kappe

er delvist ukendt, og effekten af erosion i litosfæren er derfor vanskelig at vurdere.

Andre foreslåede erosive processer inkluderer gravitativ instabilitet, og de massive skævvridninger af skorpen i områderne med lav subduktionsvinkel.

#### EN SIKKER TOLKNING?

De forskellige teorier for dannelse og vedligeholdelse af Centralandes Plateauet er yderst konsistente, men visse formodninger om sammensætningen af den nedre skorpe – såvel den kontinentale som den marine – er usikre, og ældre litteratur er i dag ikke relevant

Flere processer involveret i skorpeforkortning og skorpeopbygning har været foreslået, og alle synes de at have fungeret under den andeanske bjergkædedannelse. Processerne har formentligt været af skiftende vigtighed igennem den geologiske historie, og der kan have været perioder, hvor de ikke fungerede eller alternativt dominerede. Centralandes Plateauet er overordnet set en sekundær struktur, der er dannet som et oprindeligt flere hundrede kilometer bredt dræningsbassin mellem cordilleraerne. De primære processer, der har påvirket dannelsen af Centralandes Plateauet, er dem, der har domineret udviklingen af Andesbjergene. Af forskellige årsager, vigtigst Aricabøjningens geometri, har Altiplano-Puna Højsletten været delvist beskyttet. Det har ikke forhindret et par hundrede kilometers sammentrykning af bassinet, og det er endnu uvist, hvorvidt plateauet med tiden vil blive udslettet af de kompressive kræfter, eller om erosion, en ændring i subduktionsmiljøet eller lignende når at eliminere Andesbjergene før det bliver muligt. Midt i alle teorierne står det dog fast, at de forskellige mekanismer for skorpeopbygning, der har skabt en tyk og komprimeringsresistent skorpe, og Aricabøjningens geometri er de to vigtigste faktorer bag beskyttelsen af Altiplano-Puna Højsletten, og dermed de to effekter, der gør Centralandes til en unik region uden sidestykke blandt Jordens subduktionsskabte bjergkæder.