

Exkursion Kapverden

27. September – 10. Oktober 2018

Geologische und vulkanologische Unterlagen

Zusammengestellt von Dr. Peter Heitzmann



Geographische
Gesellschaft Bern

1. Plattentektonische Grundlagen

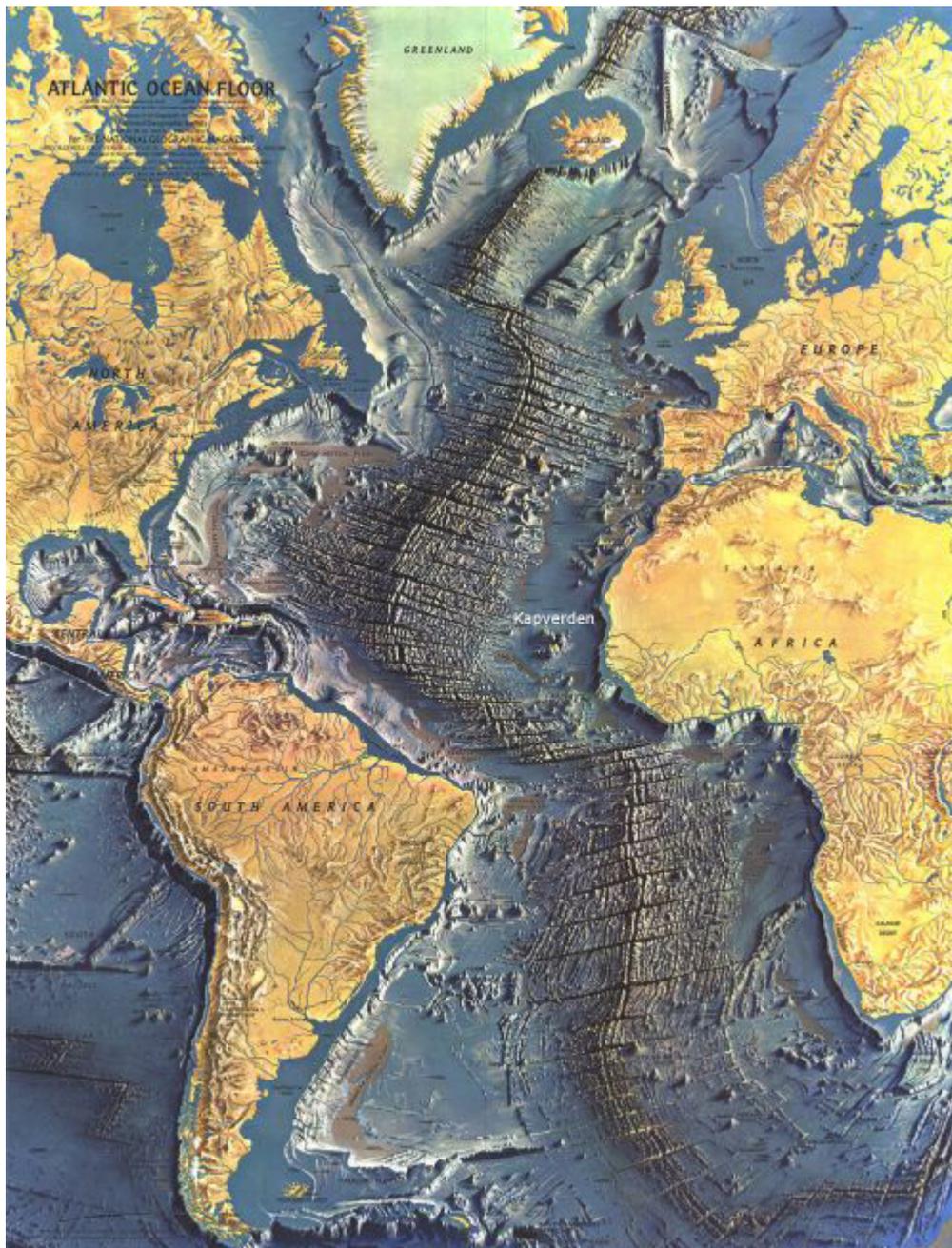


Abb. 1:

Relief des Atlantik-Ozeanbodens.

Folgende morphologischen Features können erkannt werden:

Flache Schelfe entlang der Kontinente (= Teil der Kontinente.

Kontinentalabfall in die Ozeanbecken.

Medioatlantischer Rücken mit einer Zentralrinne.

Transform-Störungen:
Zum Rücken querstreichende Bruchstrukturen.

Einzelne (Vulkan-)Berge in den Becken.

NOAA 1996.



Abb. 2: Die Lithosphären-Platten und ihre Grenzen. Aus: Schmincke 2000.

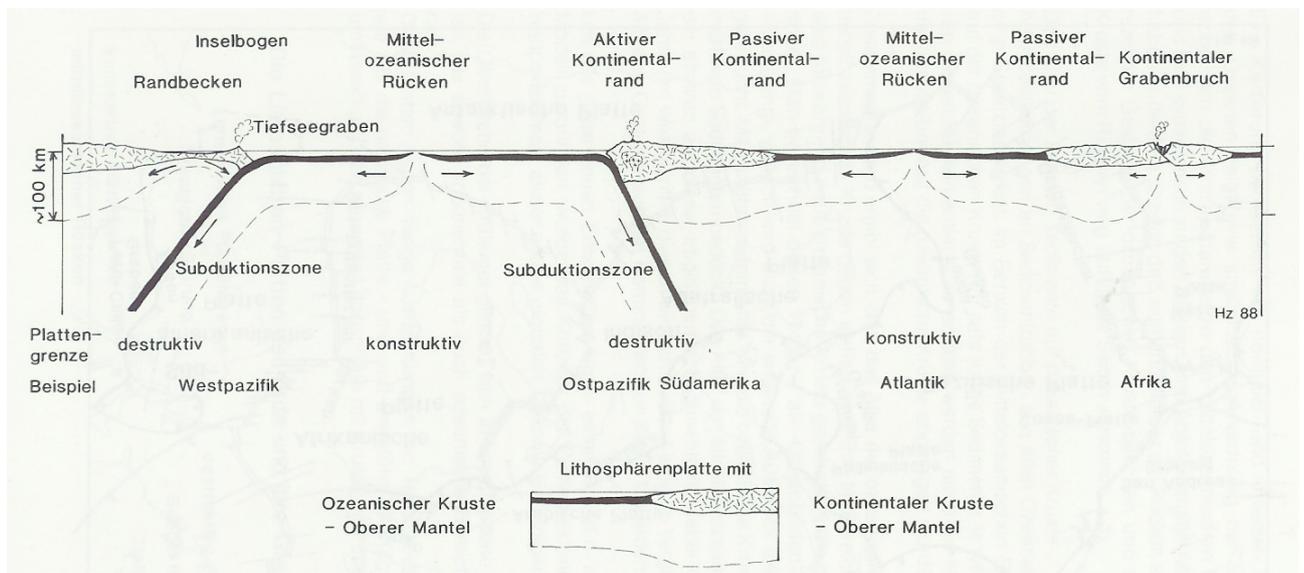


Abb. 3: Schematisches Profil (überhöht) durch die Lithosphärenplatten und ihre Grenzen.

Lithosphärenplatten enthalten sowohl kontinentale als auch ozeanische Anteile.

Kontinente haben eine dicke Kruste (ca. 30 km); Ozeane haben eine dünne Kruste (ca. 7 km), dafür ist sie verglichen mit der kontinentalen wesentlich schwerer.

Begrenzung der Lithosphärenplatten: (1) Konstruktive Plattengrenzen (ozeanische Rücken), (2) destruktive Plattengrenzen (Subduktionszonen, Gebirge), (3) konservative Plattengrenzen (Transformstörungen).

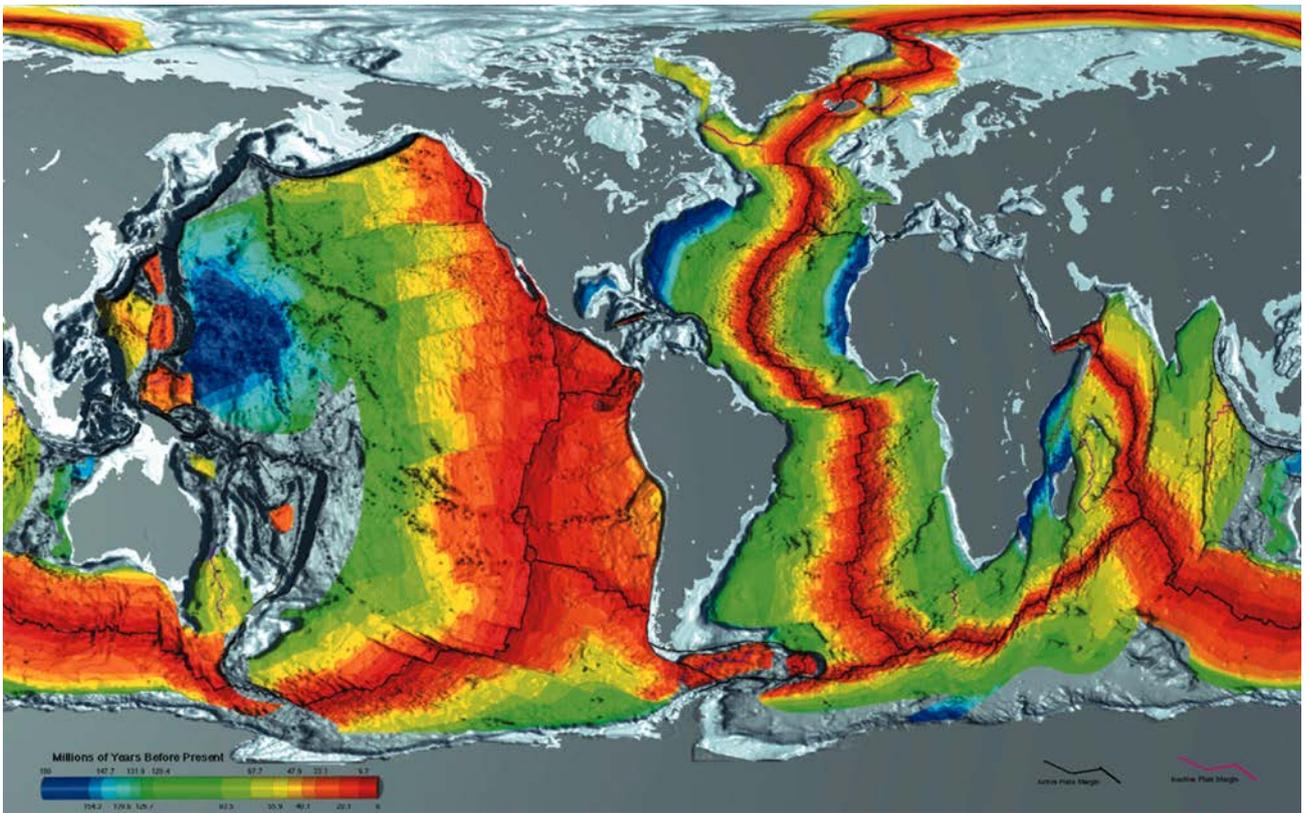


Abb. 4: **Alter der Ozeanböden.**

Blau: Jura, grün: Kreide, gelb/braun/rot: Tertiär. Die Böden werden von der zentralen Achse auf dem mittelozeanischen Rücken aus gegen aussen immer älter. Junge Böden bilden sich in der Zentralzone, diese werden dann gegen aussen abgeschoben. NOAA 1996.

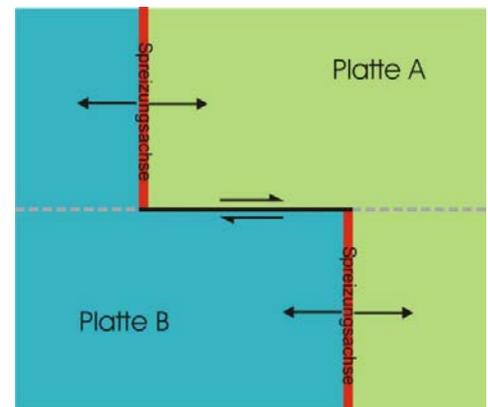
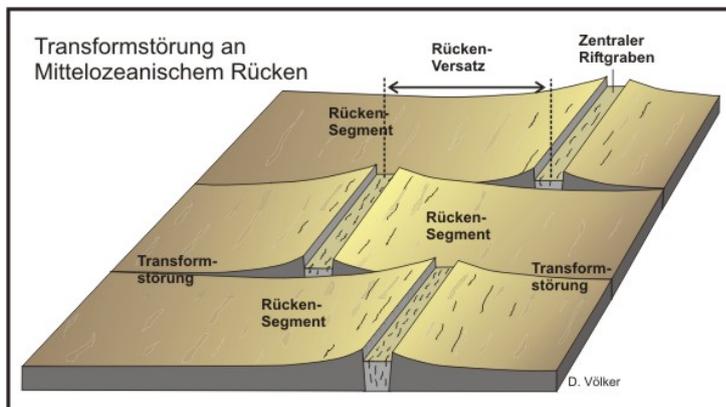
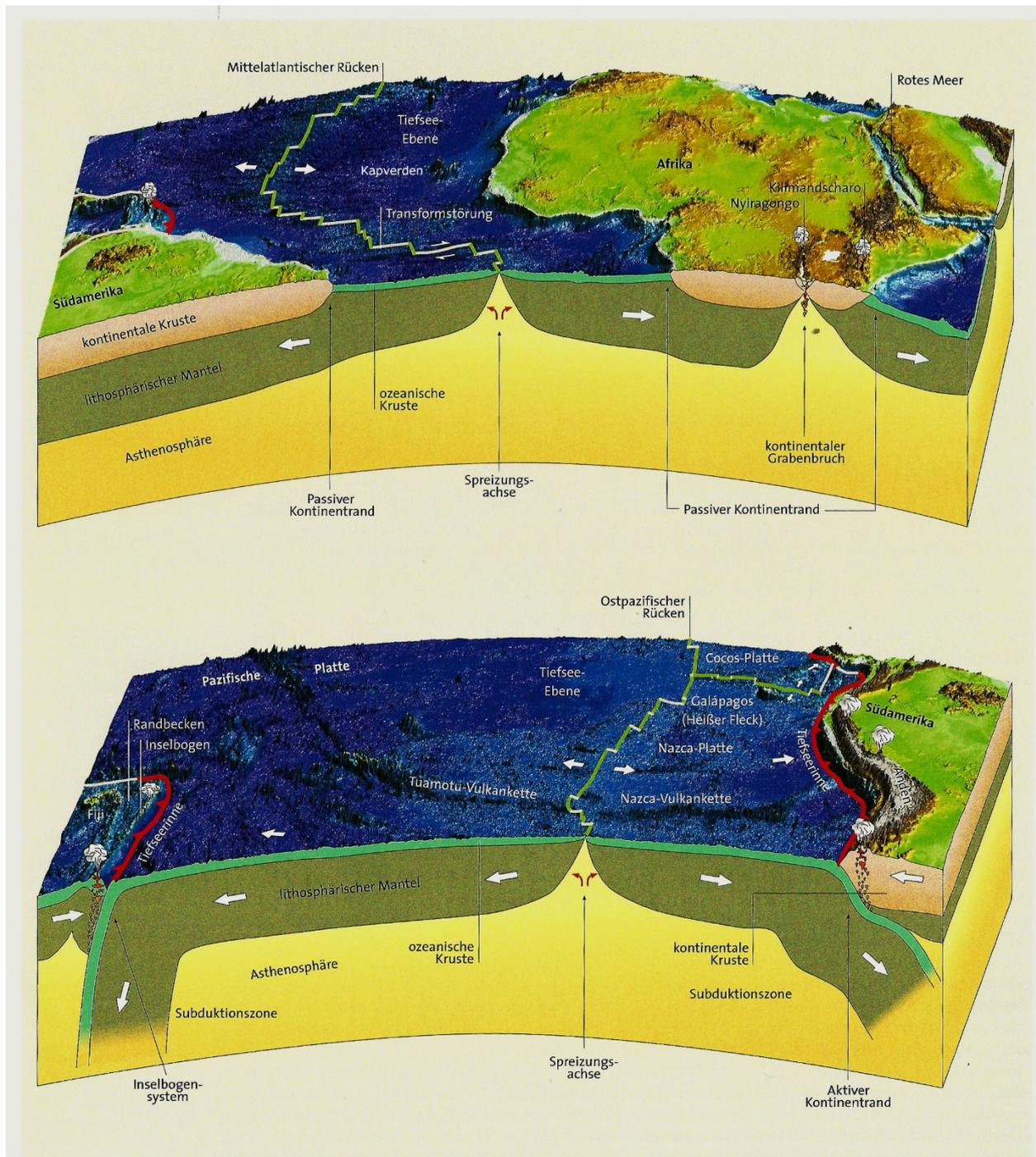


Abb. 5: **Transform-Störungen** (konservative Plattengrenzen).

Da die Bewegungen der Platten auf einer Kugel stattfinden, können sich die Platten bei mittelozeanischen Rücken nicht als Ganzes voneinander entfernen, sie werden in Segmente aufgeteilt, die sich gegeneinander verschieben. Die gegenseitige Bewegung, eine Blattverschiebung findet nur innerhalb des Versatzes statt. Ausserhalb gibt es keine Bewegung innerhalb der Platten A bzw. B, da beide Bereiche sich gleicher Geschwindigkeit in dieselbe Richtung bewegen. Transform-Störungen können auch über kontinentale Gebiete führen, z.B. San-Andreas-Störung, Ostanatolische Störung.



▲ Abb. 1.3: Stark überhöhte Blockbilder durch die äußere feste Erde. Gezeigt werden die drei Arten von Plattengrenzen, Passive und Aktive Kontinentränder, ein Inselbogen, Vulkanketten, die von Heißen Flecken verursacht werden, und ein Grabenbruch. Die Platten bestehen aus Kruste und lithosphärischem Mantel. Die Reliefdaten stammen aus den Datensätzen etopo30 (Landoberfläche) und gtopo2 (Meeresboden) [Smith & Sandwell 1997].

Frisch & Meschede, 2005: Plattentektonik. Wissenschaftliche Buchgesellschaft.

Abb. 6: Blockbilder durch den atlantischen und den pazifischen Ozean.

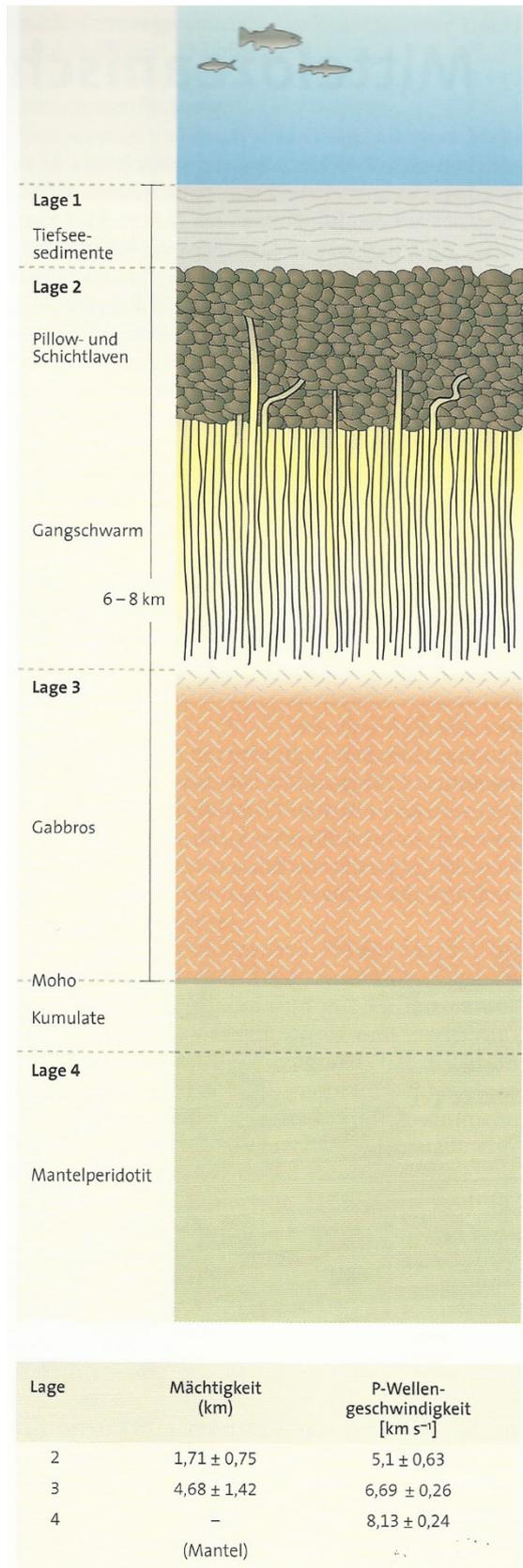


Abb. 7:
Schematisches Profil durch die ozeanische Kruste mit:

Lage 1
Tiefseesedimente.
Tiefseetone, Cherts,
Klastika, Kalke.

Lage 2:
Basaltische
Fördergänge
(sheeted dike
complex), Schicht-
laven und Pillow-
Laven (Kissen-
Laven).
Pillow-Laven sind
eindeutige Zeugen
eines subaquatischen Vulkanismus.

Lage 3:
Gabbros.

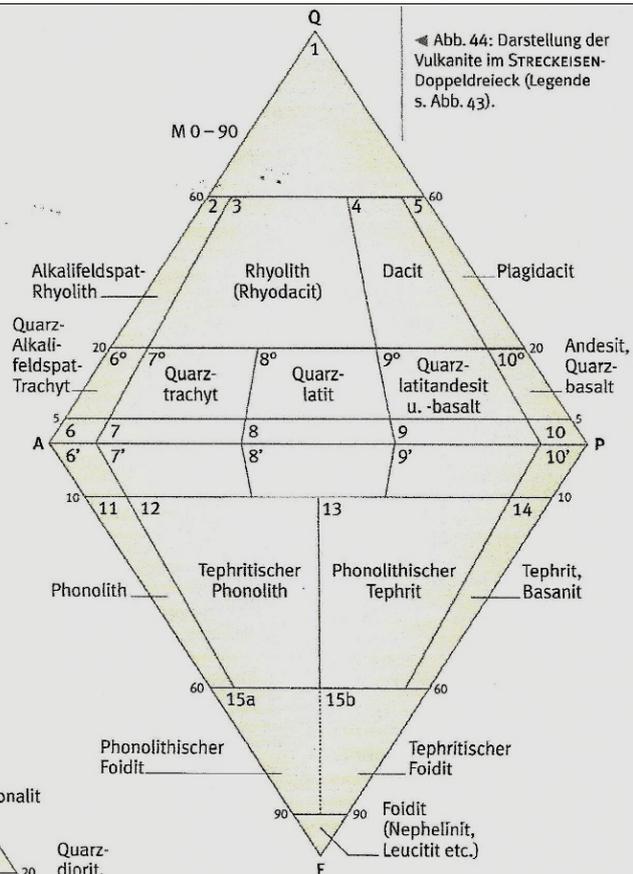
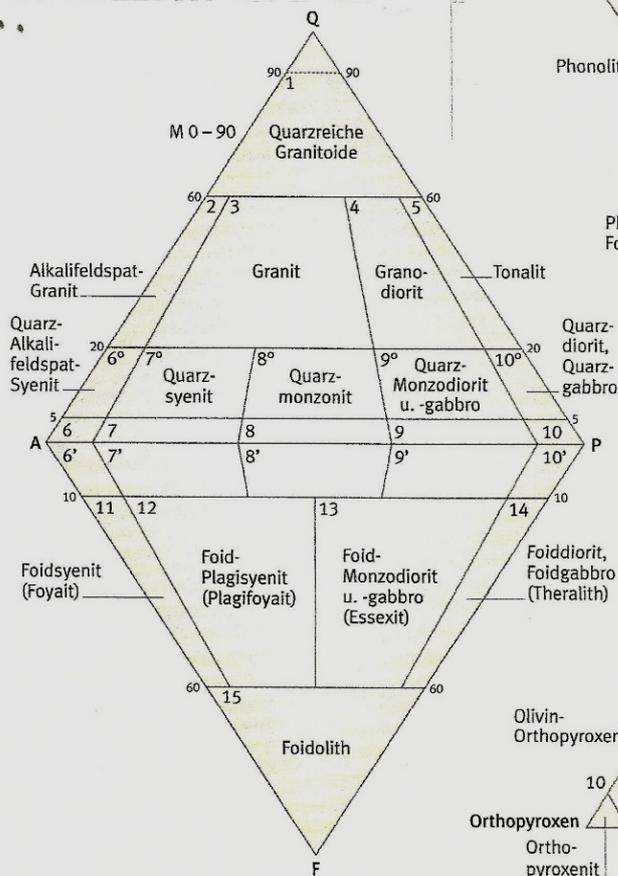
Lage 4:
Mantelperidotit,
überlagert von
mafischen
Kumulaten.

Aus: Schmincke,
2000.

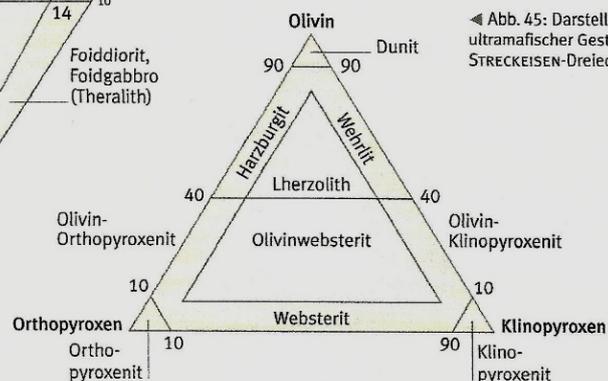
2. Vulkanologische Grundlagen

Magmatite: Plutonite und Vulkanite im Streckeisen-Doppeldreieck

▼ Abb. 43: Darstellung der Plutonite im STRECKEISEN-Doppeldreieck. Endpunkte sind Quarz (Q), Alkalifeldspäte (A), Plagioklasse (P) und Feldspatvertreter (F). Die häufigsten Gesteine nehmen das obere Dreieck ein. Die gegenüberliegenden Positionen von Quarz und Feldspatvertretern machen deutlich, dass eine Paragenese dieser beiden Phasen nicht möglich ist: Bei Anwesenheit von genügend SiO_2 , was durch Quarz belegt ist, wären Feldspäte gebildet worden (nach Streckeisen 1967; aus Matthes 2001).



◀ Abb. 44: Darstellung der Vulkanite im STRECKEISEN-Doppeldreieck (Legende s. Abb. 43).



◀ Abb. 45: Darstellung ultramafischer Gesteine im STRECKEISEN-Dreieck.

Rothe, 2002:Gesteine. Wissenschaftl. Buchgesellschaft

Abb. 8: Magmatite

PLUTONITE

- 6 Alkalifeldspat-Syenit
- 7 Syenit
- 8 Monzonit
- 9 Monzodiorit, Monzogabbro
- 10 Diorit, Gabbro, Anorthosit

VULKANITE

- Alkalifeldspat-Trachyt
- Trachyt
- Latit
- Latitandesit und -basalt
- Andesit, Basalt

Magma, Lava

Als Magma (gr. μάγμα, deutsch „geknetete Masse“) wird die silikatische Gesteinsschmelze im oberen Erdmantel und in der Erdkruste bezeichnet. Tritt Magma an die Erdoberfläche, nennt man dies Lava. Kühlt das Magma im Erdinnern langsam ab, entstehen vollständig kristallisierte Gesteine, die Plutonite. Kühlt das Magma an der Erdoberfläche schnell ab, entstehen nicht kristalline, glasige oder halbkristalline Gesteine, die Vulkanite.

Aus basaltischen, mafischen Ausgangsmagmen, oft als „basische“ Magmen bezeichnet, entwickeln sich durch Differentiation intermediäre und felsische („saure“) Magmen.

Tritt Magma bei Eruptionen an die Erdoberfläche wird dieses als Lava bezeichnet.

Pyroklastische Gesteine

< 2 mm	Asche	Lockermaterial: Tephra
2 – 64 mm	Lapilli	
64 mm	Bomben, Blöcke	Verfestigte Gesteine: Tuffe

Vulkantypen bei ozeanischen Platten

Die Vulkane werden oft nach ihrem Auftreten in der plattentektonischen Umgebung gegliedert:

- Ozeanrückenvulkane: Treten in der Zentralzone von ozeanischen Rücken auf (Mittelatlantischer Rücken, Island).
- Inselbogenvulkane: Taucht eine ozeanische Platte unter eine andere ozeanische Platte ab, bilden sich über der abtauchenden Platte Inselbogen von Vulkanen (Tonga, Marianen).
- Intraplattenvulkane: Innerhalb von ozeanischen Platten. Vulkanismus durch Hotspot (Hawaii) oder andere Ursache (ev. Kanaren, Kapverden).

Basalte

Basalte sind i. A. vulkanische Gesteine mit (oft berechneten) Plagioklas ($An > 50\%$) und Pyroxen sowie oft Olivin (Abb. 9). Es gibt jedoch verschiedene Varietäten, je nach dem Ort der Vulkane:

- *MORB (Mid Ocean Ridge Basalts), Tholeiitbasalte*: $< 56\% \text{ SiO}_2$, $< 17\% \text{ Al}_2\text{SiO}_3$. Sie bilden die grösste Gruppe, praktisch alle Vulkane auf den ozeanischen Rücken, wo aus nicht kontaminierten Mantelschmelzen („Ur-Basalt“) neue ozeanische Kruste gebildet wird, handelt es sich um tholeiitische Basalte.
- *Kontinentale Flutbasalte*: generell ähnlich zusammengesetzt wie MORB, jedoch kontaminiert durch Elemente aus der kontinentalen Kruste.
- *OIB (Ocean Island Basalts), „Inselbasalte“*: Es handelt sich einerseits um tholeiitische Magmen (Hawaii) oder um Alkali-Basalte (Kanaren, Kapverden, Madeira). Alkali-Basalte sind arm an SiO_2 , deshalb kommt es zur Ausbildung von (berechnetem) Nephelin (Feldspatvertreter), die Vulkanite werden als Basanite, Tephrite oder Phonolithe bezeichnet (vgl. Abb.8).

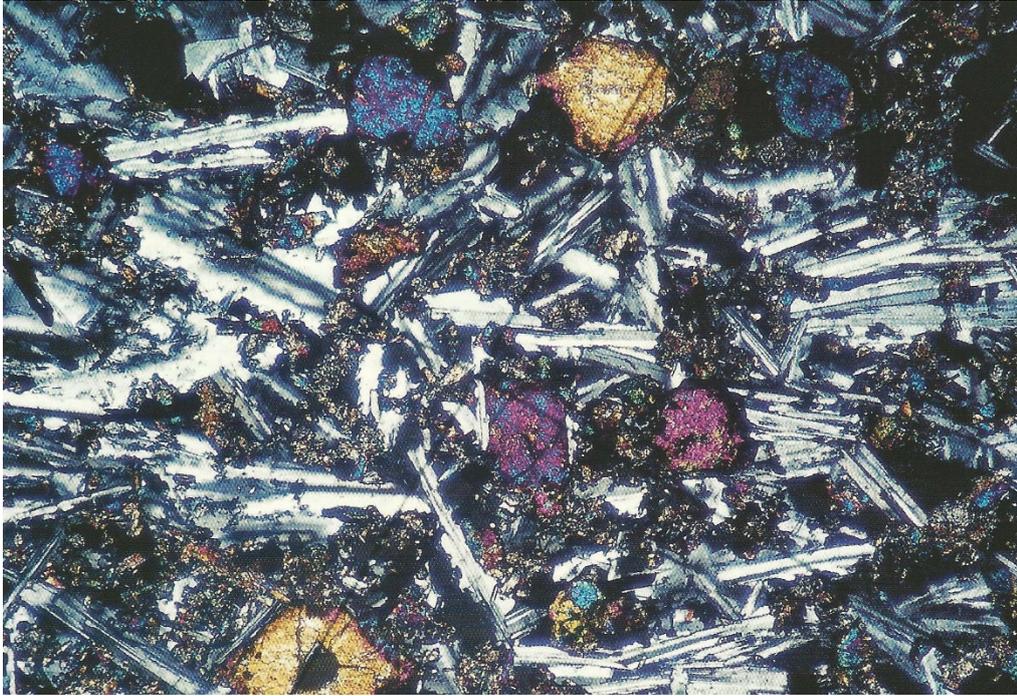


Abb. 9:
Basalt; Lanzarote,
Kanarische Inseln.
Dünnschliff im
polarisierten Licht;
Bildbreite = 1 mm.
Graue Leisten =
basischer Plagioklas;
bunte Körner =
Olivin und/oder
Pyroxen.
Foto: P. Rothe.

Weiterführende Literatur für die Kapitel 1 und 2

- Frisch, W. & Meschede, M., 2005: Plattentektonik. Kontinentalverschiebung und Gebirgsbildung. Wissenschaftl. Buchgesellschaft Darmstadt.
- Heitzmann, P. & Auf der Maur, F., 1989: Gesteine bestimmen und verstehen. Ein Führer durch die Schweiz. Birkhäuser, Basel.
- Rothe, P., 2002: Gesteine – Entstehung – Zerstörung – Umbildung. Wissenschaftl. Buchgesellschaft Darmstadt.
- Rothe, P., 2008: Die Erde. Alles über Erdgeschichte, Plattentektonik, Vulkane, Erdbeben, Gesteine und Fossilien. Wissenschaftl. Buchgesellschaft Darmstadt.
- Schmincke, H.-U., 2000: Vulkanismus. Wissenschaftl. Buchgesellschaft Darmstadt.
- Siegmund, A. & Schukraft, G., 2009: Abschlussbericht zur Kapverdenexkursion. 9.-24. März 2009. Geograph. Institute, PH und Uni Heidelberg.

3. Kapverden Archipel, Cape Verde Archipelago, Cabo Verde Arquipelágo

Inseln

Eine Insel ist eine in einem Meer oder Binnengewässer liegende, auch bei Hochwasser über den Wasserspiegel hinausragende Landmasse, die vollständig von Wasser umgeben, jedoch kein Kontinent ist.

Mehrere nebeneinander liegende Inseln bezeichnet man als Inselgruppe.

Wird bei einer Inselgruppe auch das umgebende Wasser einbezogen wird das Ganze als Archipel bezeichnet, daher die Bezeichnung Kapverden Archipel

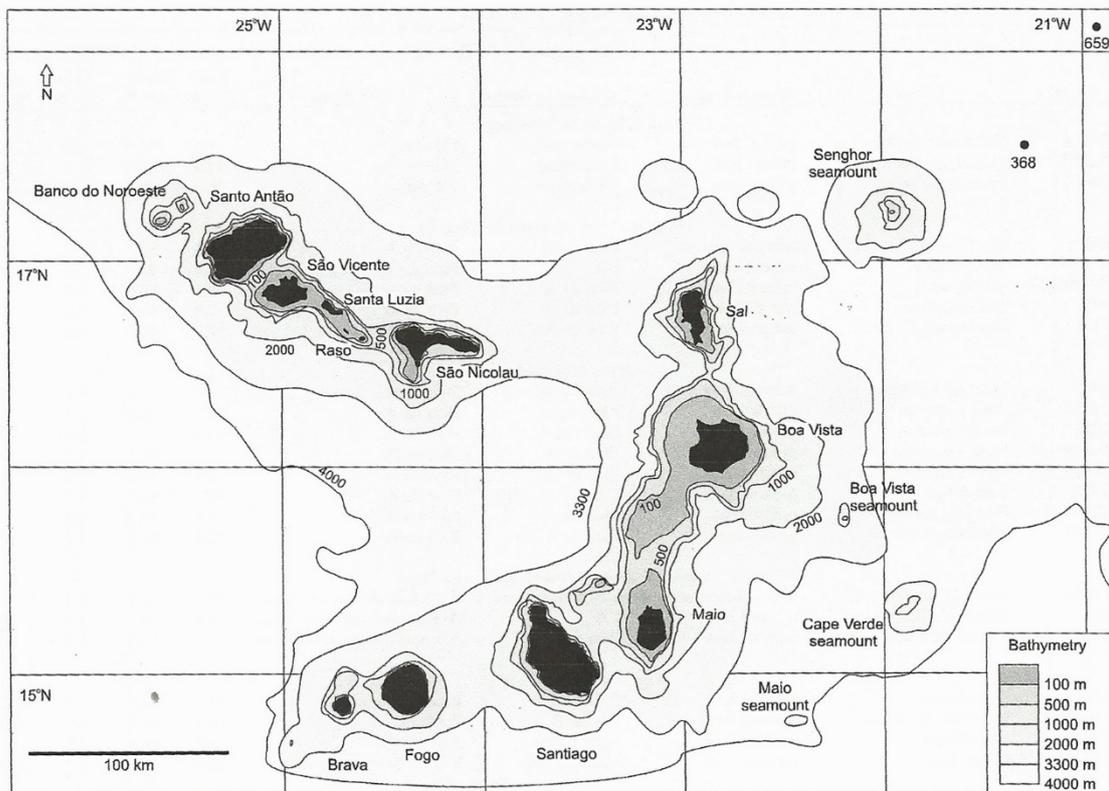


Abb. 10: Kapverden Archipel

Der Kapverden Archipel besteht aus zehn Inseln, dazu kommen noch sechs Seamounts (untermeerische Vulkane). Deutlich zeigen sich Begrenzung der Kapverden-Schwelle ca. 3500 m Tiefe sowie die aufgesetzten Vulkan-Komplexe.

Aus: Holm 2008.

Kapverden Archipel – Der Untergrund

Die Kap-Verden-Inseln sind alle vulkanischen Ursprungs. Sie sind durch direkte Vulkantätigkeit durch den Ozeanboden hindurch entstanden. Es gibt keine kontinentale Relikte, die auf die Trennung von Südamerika und Afrika zurückgeführt werden könnten.

Die Kapverden-Vulkane und ebenso die Seamounts liegen auf der Kapverden-Schwelle (Cape Verde Rise). Dies ist eine etwa 900 km breite Hochzone (ca. 3000 m Wassertiefe; Abb. 11), die das Kanarische Becken im Norden (ca. 5000 m Wassertiefe) vom Kapverdischen Becken im Süden (ca. 5000 m Wassertiefe) trennt (Abb. 11, 12).

Der Ursprung dieser Hochzone ist noch nicht geklärt, er liegt sicher in den magmatischen Aktivitäten der Kap-Verde-Inseln.

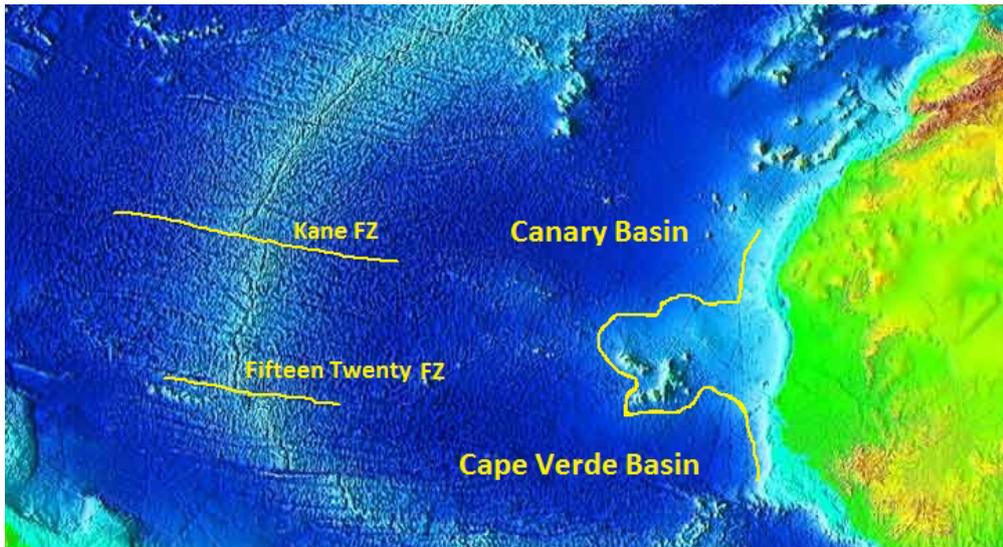


Abb. 11:
Kapverden-Schwelle (gelb umrahmt). Westlich der Kapverden erkennt man den mittelozeanischen Rücken mit zwei wichtigen Fracture-Zonen (Kane FZ und Fifteen Twenty FZ).
Aus: Cape Verde Rise, Wikipedia.

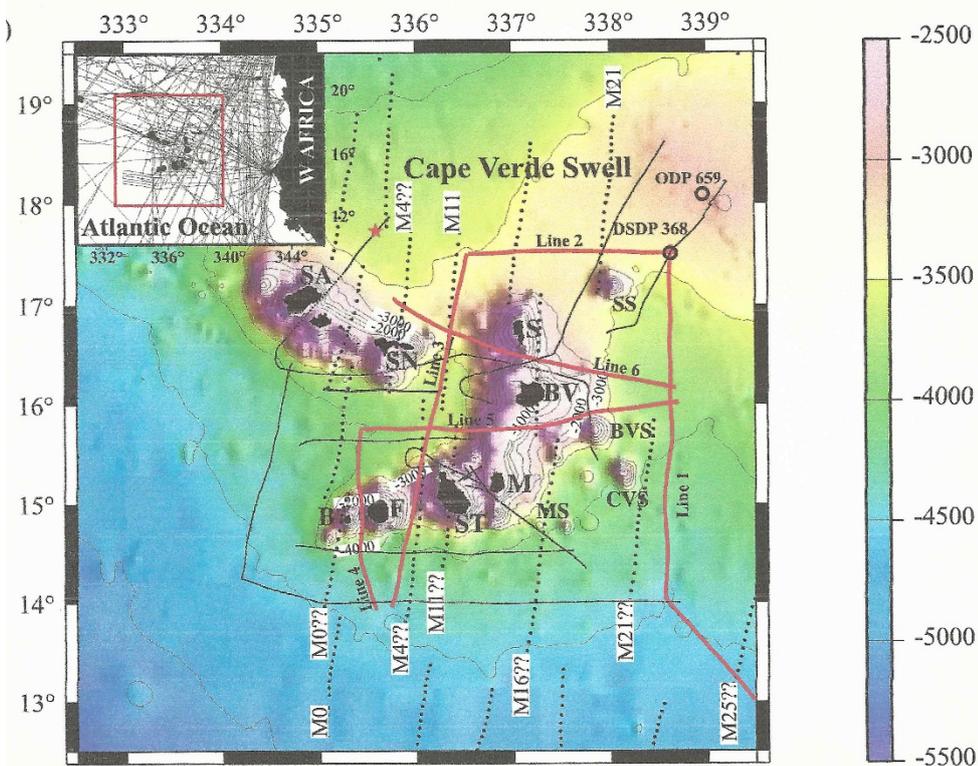


Abb. 12:
Bathymetrie-Karte des Kapverden Archipel.

B	Brava
F	Fogo
St	São Tiago
M	Maio
MS	Maio Seamount
BV	Boa Vista
BVS	Boa Vista Seamount
S	Sal
SS	Sal Seamount
SN	São Nicolau
CVS	Cape Verde Seamount
SA	Santo Antão

Aus: Ali et al. 2003.

Vulkanismus, Bergstürze und Rutschungen

Im Zusammenhang mit den äusserst steilen Vulkankegeln stehen an vielen Orten Bergstürze und mächtige Rutschungen. Die Tabelle 1 gibt einen Überblick über die gut untersuchten gravitativen Bewegungen im Kapverden Archipel.

Table 1. Cape Verde Archipelago, Landslide Parameters^a

Island	Landslide	Deposit Area (km ²)	Volume (km ³)	Runout (km)	Slope ^b	Age
Fogo	Monte Amarelo	650	130-160	45	25-3°	>80 ka
Santo Antão	Tope de Coroa 2	540	50? ^c	40	13-6°	200-400 ka
Santo Antão	Tope de Coroa 1	1460	150? ^c	50	13-3,5°	>500 ka
Santo Antão	North-northeast	>340	?	>30	14-2,7°	>5.8 Ma?
Santo Antão	Northeast	>450	?	>25	10-4°	0,7–1,4 Ma?
São Vicente	Southwest	820	80? ^c	40	9,5-3°	4-6 Ma?
São Nicolau	North	>860 ^d	?	>25	16-2,7°	>5.8 Ma?
São Nicolau	Southeast	970?	?	45?	25-1,7°	>5,8 Ma

a Note that the “landslide” on the north side of San Nicolau is probably made up of at least three events. Postlandslide processes, such as volcanic activity, sedimentation, or erosion by canyons, may have modified slopes.

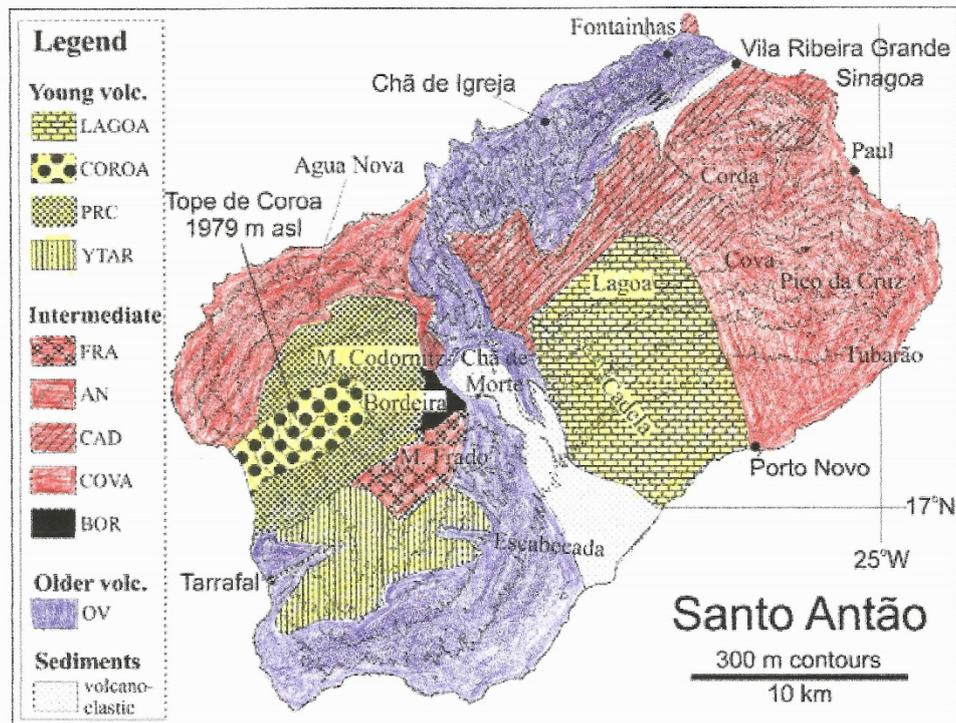
b Slope gradients have been measured only for submarine slopes where multibeam bathymetry is available.

c Assumes 100 m average thickness.

d Includes more than one landslide event.

Aus: Masson 2008

Santo Antão und San Vicente



Division of the volcanic formations of Santo Antão, Cape Verde Islands

Age (Ma)*	Group name	N	Major sample locations and profiles	Rock type*	Symbol†
Older Volcanics:					
7.5 - 2	OV	75	Escabecada valley, Tarrafal valley, Chã de Morte depression/N wall, Chã de Igreja valley, Fontainhas	Bas	◇
	EOV	4	Enriched Old Volcanics: Lower Agua Nova gorge	Bas	□
Intermediate volcanics:					
2 - 1	BOR	13	Chã de Morte/W wall to Bordeira	Neph	⊕
1.4 - 0.7	COVA	73	Cova-Corda road, NW coast: Vila Ribeira Grande-Paul-Gui	Bas	⊕
0.5 - 0.4	FRA	18	Older surface cones and flows, mainly from W & S Santo Antão, Monte Frado	Bas	▽
0.5 - 0.3	AN	15	Younger Agua Nova gorge	Bas	△
0.7 - 0.3	CAD	29	Cadela valley, old volcanics of the Lagoa area, Sinagó	Neph/bas	⊗
Young volcanics:					
0.4 - 0.2	PRC	29	Scoria cones and lavas mainly N & E of Tope de Coroa (Proto Coroa)	Neph	■
0.4 - 0.2	YTAR	19	Young Tarrafal: upper valley profile and plain	Neph	▲
0.2	Cão Grande phonolite	7	Plinian pumice mainly on western Santo Antão with two successions: CG1 & CG2	Neph	▼
0.2 - 0.17	COROA	30	Tope de Coroa complex	Neph	★
0.4 - 0.10	LAGOA	15	Lagoa area to Pico de la Cruz	Neph	●

Abb. 12: Vereinfachte geologische Karte von Santo Antão und Beschreibung der vulkanischen Gruppen.

Rock type: Bas = Gesteine der Basanit-Phonolith-Serie; Neph: Gesteine der Nephelinit-Phonolith-Serie (vgl. Abb. 8). Aus: Holm 2008.

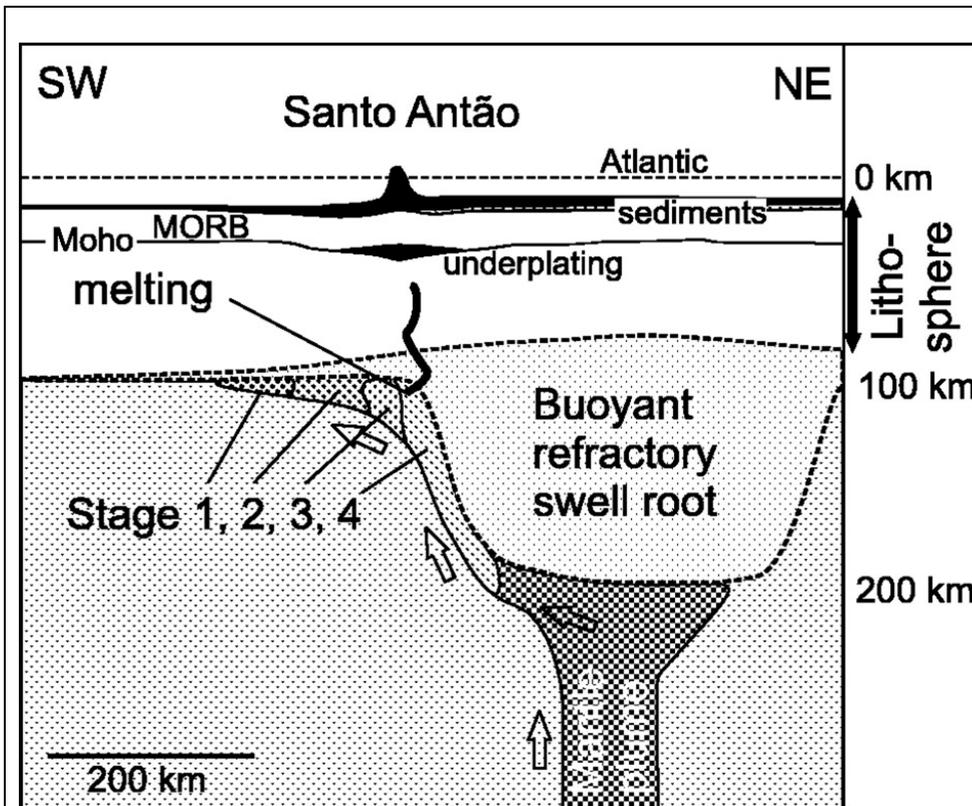


Abb. 13:

Tiefenmodell für den Ursprung der verschiedenen Magmen auf Santo Antão in Zusammenhang mit einem Mantel-Diapir (Mantle plume).

Der Diapir kommt aus einer Tiefe von ca. 600 km, die Magmen aus 150-100 km. Von dort findet ein direkter Aufstieg statt, so dass keine Kontamination geschehen kann.

Aus: Holm 2008.

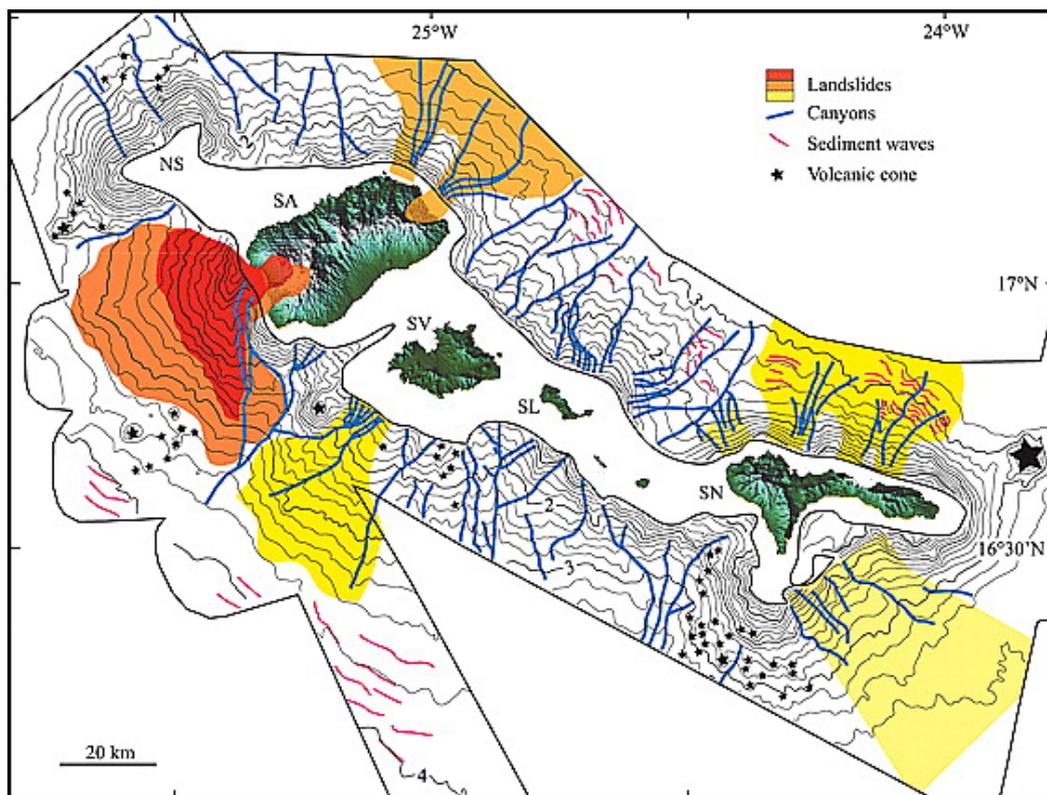


Abb. 14: Interpretation der Offshore-Morphologie der luvseitigen Inseln. Im Norden sind Santo Antão (SA), São Vicente (SV), Santa Luzia (SL), Ilhéu Branco, Ilhéu Raso und São Nicolau (SN); SN = Nola Seamount. Isohypsen-Intervalle sind 200m. Die Farben zeigen das Alter der Trümmfelder: rot = am jüngsten, orange = älter, gelb = am ältesten. Grenzen von jungen Feldern sind im Allgemeinen besser erkennbar. Sediment-Wellen, i.A. parallel zu den Isohypsen, werden als Trübestrom-Ablagerungen interpretiert.

Aus: Masson, 2008.

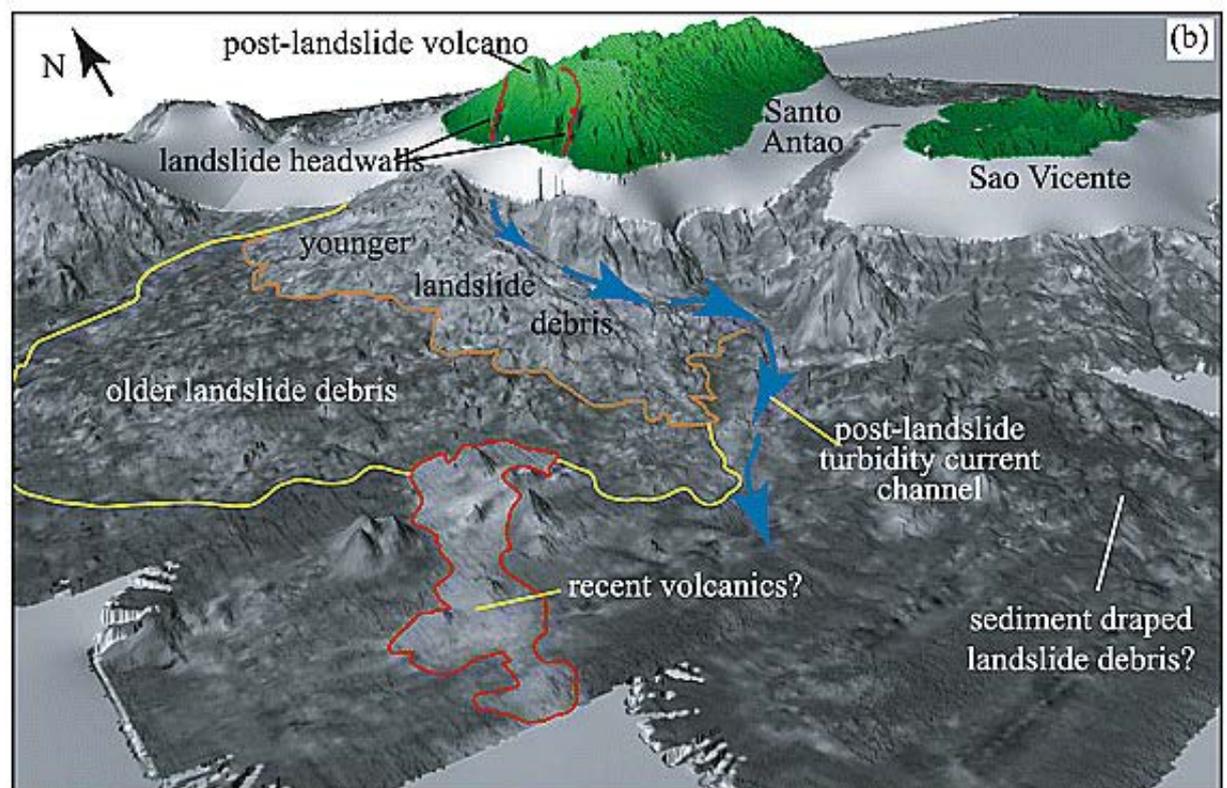
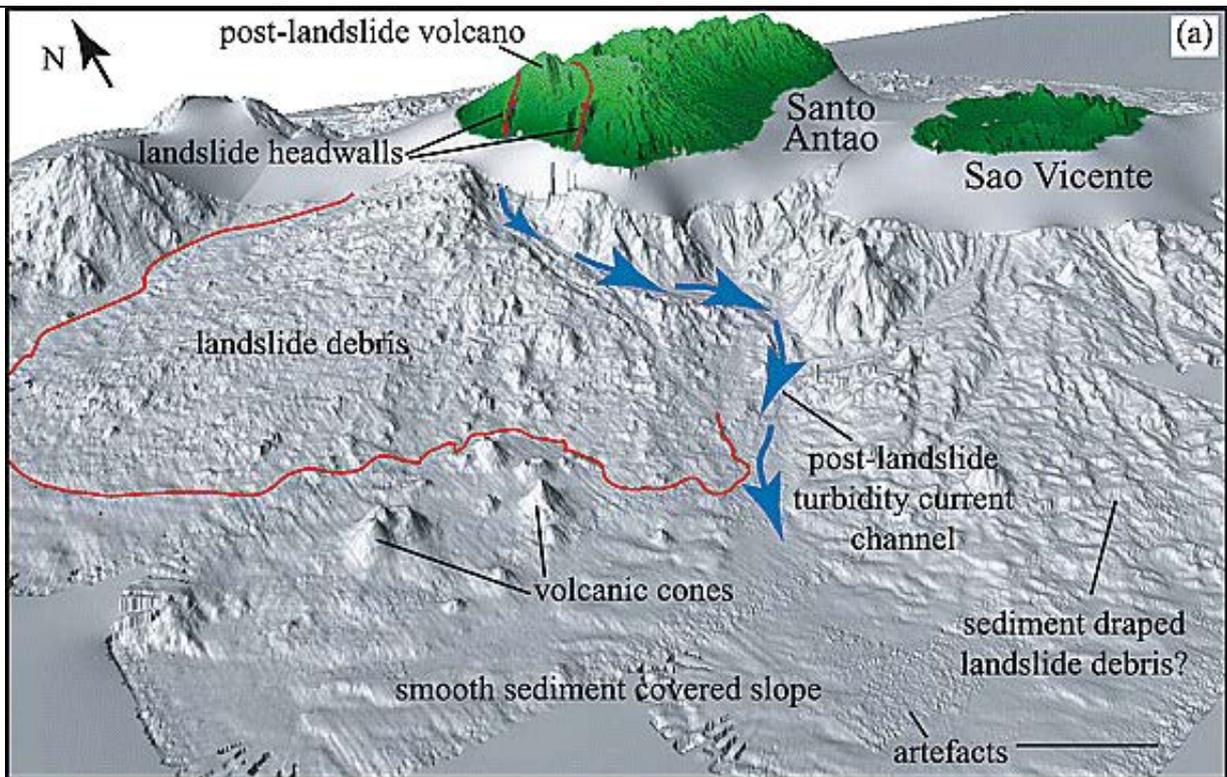


Abb. 15: (a) Schiefes 3D-Bild von Santo Antão und São Vicente, Ansicht von Süd-Südwest, basierend auf SWATH Bathymetrie offshore und SRTM Daten onshore. Die rezenteste Bergsturz-Steilwand rings um den Vulkan Tope de Croaoa liegt auf Santo Antão. Der breite Hügel Südwest von Santo Antão ist zerschnitten durch einen Trübestrom-Kanal (turbidity current channel). Ein weniger gut erkennbares Gebiet Südwest von São Vicente kann als altes Trümmerfeld interpretiert werden, das später durch Sedimente ausgeglättet wurde. (b) Bild wie Abb. 5a, mit Multibeam-Rückstreuung (multibeam backscatter) aufgenommen und über die Topografie gelegt. Es resultiert eine Differenzierung der Bergsturz-Trümmer-Ablagerungen. Aus: Masson, 2008.

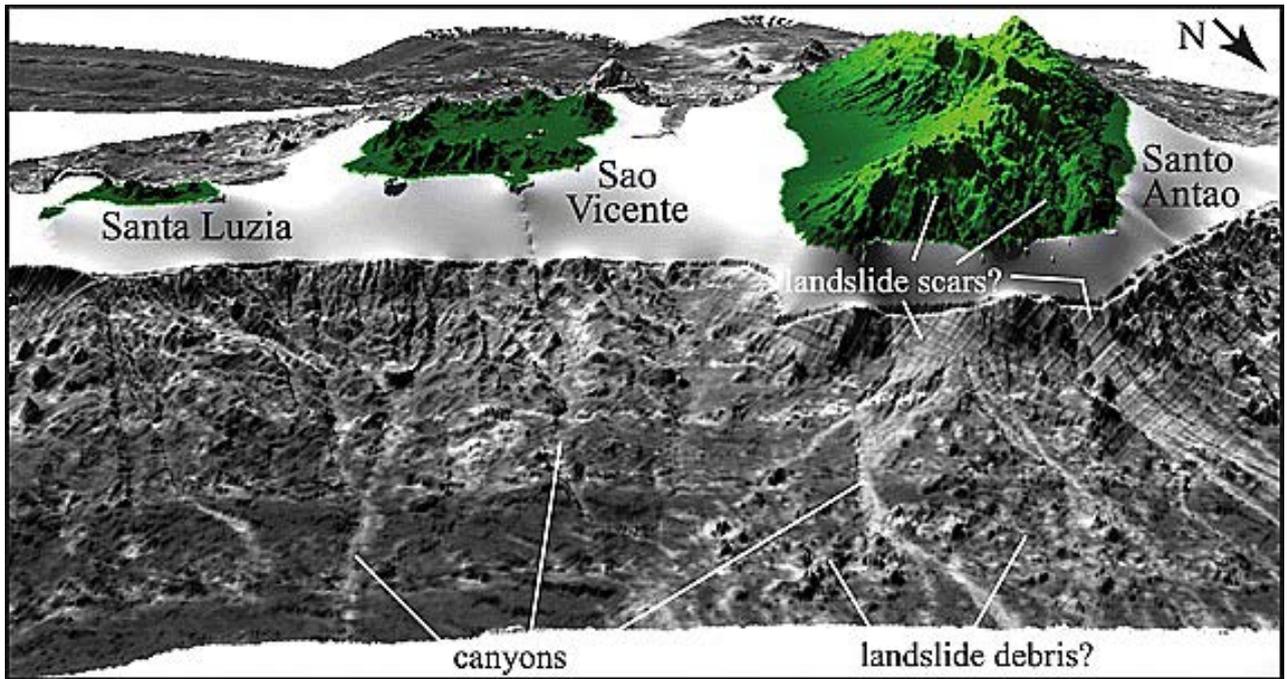


Abb. 16: (a) **Schiefes 3D-Bild von Santo Antão und São Vicente**, Ansicht von Nordost, basierend auf SWATH Bathymetrie offshore und SRTM Daten onshore und darüber gelegten Multibeam-Rückstreuungs-Aufnahmen. Das Gelände des oberen Abhanges im Nordosten von Santo Antão wird als eine Ansammlung von Bergsturz-Steilwänden gedeutet. Im unteren Teil sind eher Bergsturz-Trümmer anstehend. Nördlich São Vicente und Santa Lucia sind keine Bergsturztrümmer-Massen auszumachen. Es finden sich aber einige Canyons. Der unterste Bereich wird von einer mächtigen Sedimentschicht eingenommen.
 Aus: Masson, 2008.

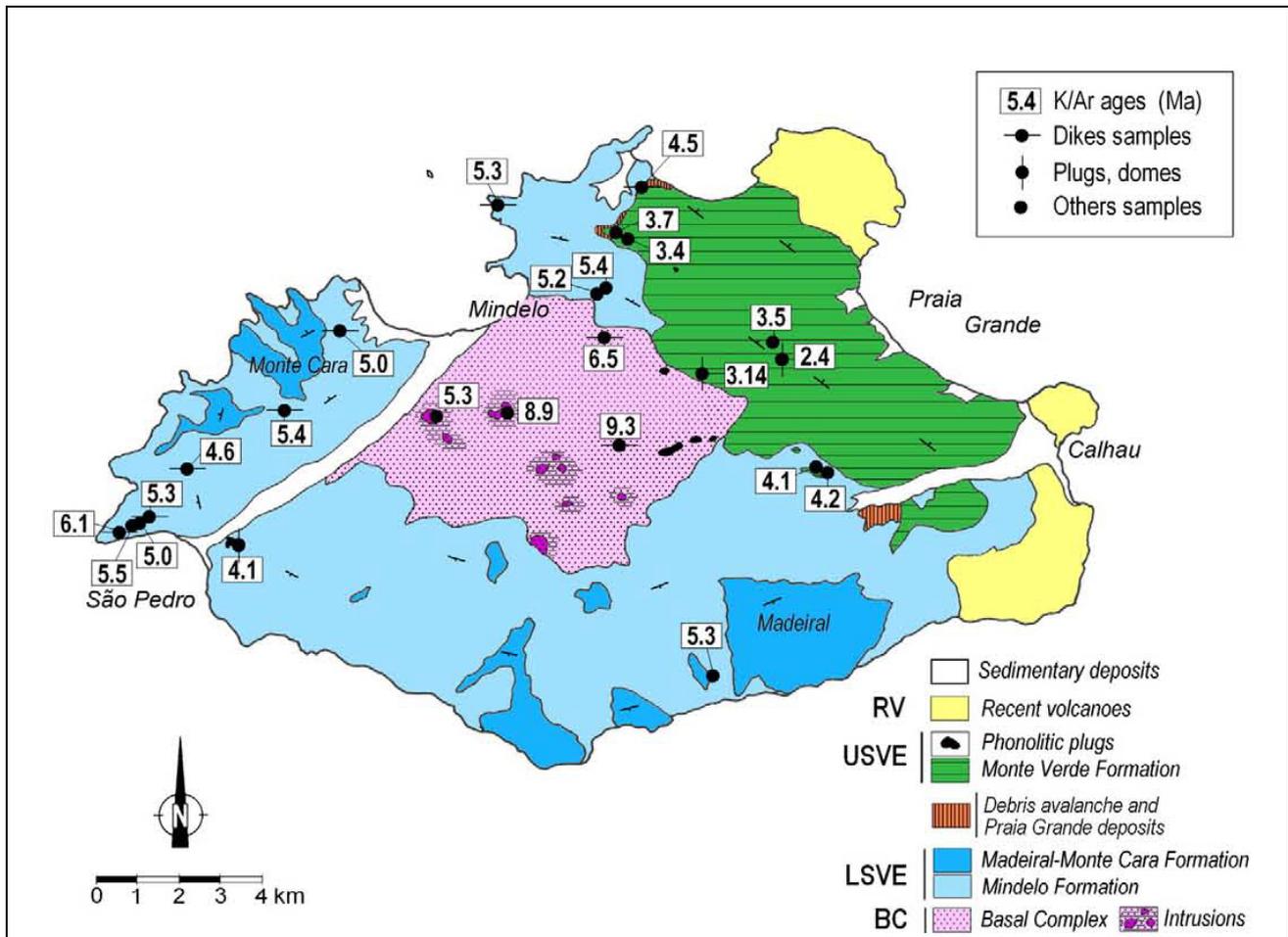


Abb. 17: **Geologische Karte von São Vicente** mit den wichtigsten volcano-stratigrafischen Einheiten. Die Zahlen geben die K/Ar-Gesteinsalter an, in Ma. Aus: Ancochea 2010.

Tabelle 2: **Volcano-stratigrafisches Modell von São Vicente.**

Recent volcanics		
São Vicente Edifice	Upper São Vicente Edifice	- Monte Verde Formation - Ultracaline plugs and intrusions
	Praia Grande flank collapse	
	Lower São Vicente Edifice	Monte Cara – Madeiral Formation Mindelo Formation
Submarine Edifice and Basal Complex		

Aus: Ancochea 2010.



Abb. 18:

**São Vicente,
Dykes.**

Zwei Dyke-Systeme, die sich mit 20° schneiden aus den oberen Lagen der Mindelo-Formation, São Vicente.

Aus:
Ancochea 2010.

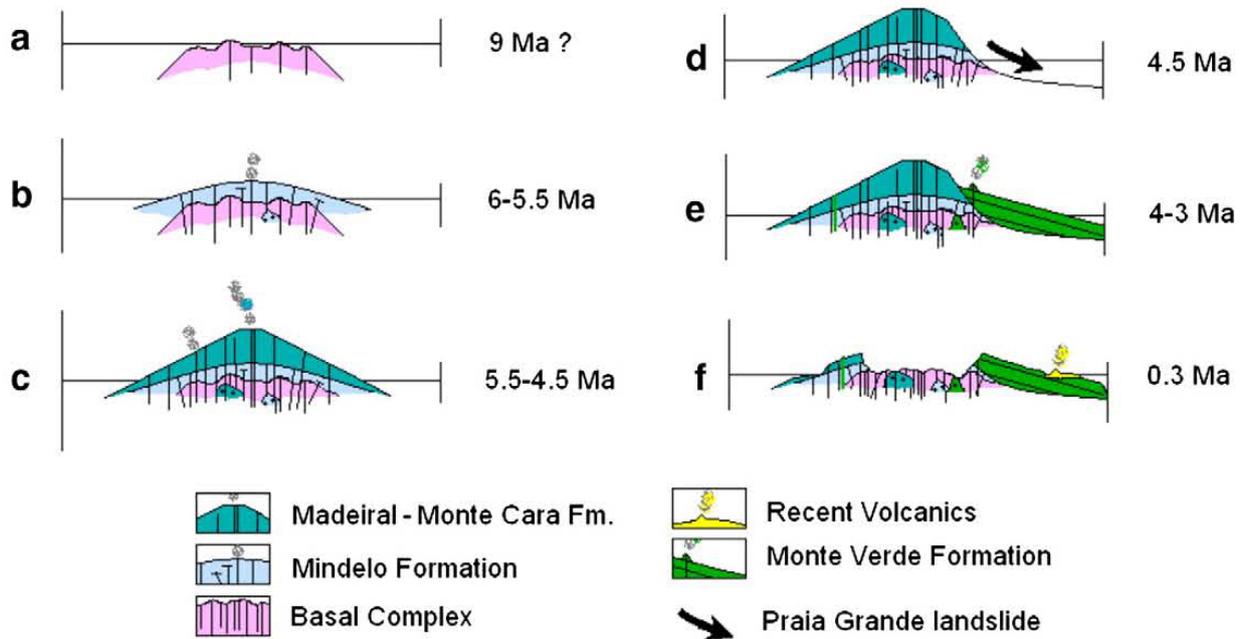


Abb. 18: **Evolution der Vulkan-Insel São Vicente.**

- (a) Entwicklung des Prä-Schild untermeerischen Seamounts („Basal Complex“).
- (b) Der subaerische Schild-Vulkan („Mindelo-Formation“).
- (c) Der ursprüngliche Schild-Vulkan bekommt eine komplexe innere Struktur („Madeiral-Monte Cara Formation“).
- (d) Bruchbildung und gigantischer Bergsturz auf der NE-Flanke des instabilen hohen Vulkans („Praia Grande landslide“).
- (e) Die Depression, geschaffen durch den Bergsturz, wird durch neue Ausbrüche fast vollständig aufgefüllt.
- (f) Nach einer ca. 2 Mio. langen Erosions-Periode ohne Ausbrüche kommt es zu wenigen strombolianischen Eruptionen im E und NE der Insel.

Aus: Ancochea 2010.

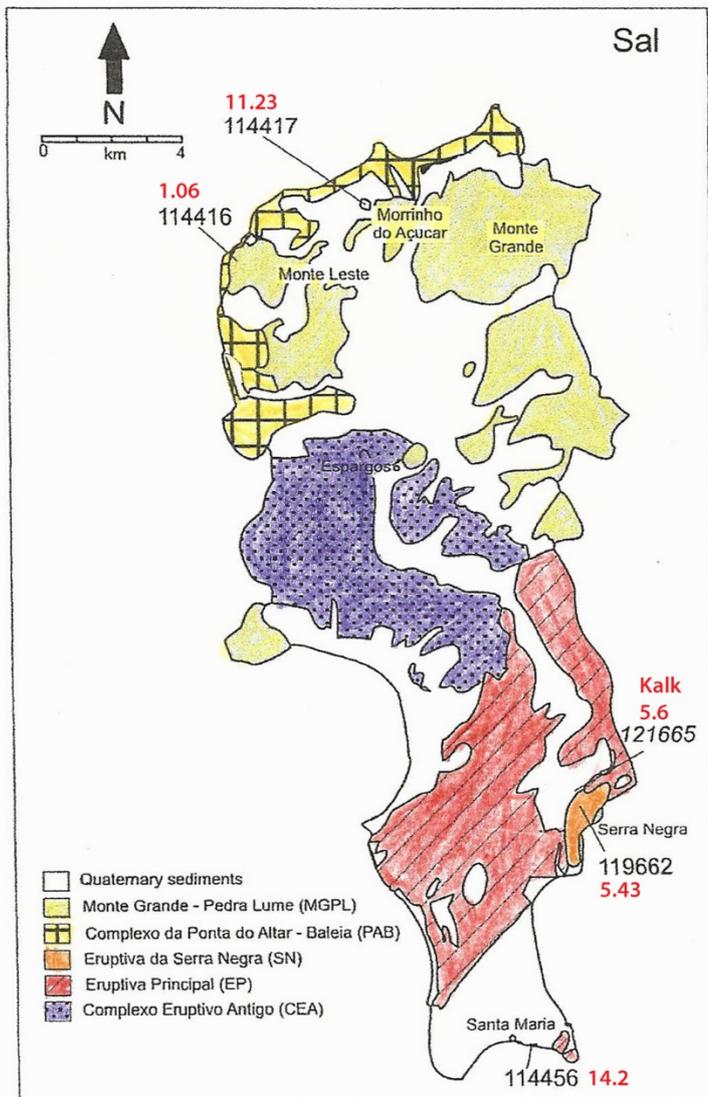


Abb. 19:

Geologische Karte von Sal mit den wichtigsten vulkano-stratigrafischen Einheiten.

Schwarze Zahlen: Probennummer. Rote Zahlen: ⁴⁰Ar-³⁹Ar-Alter in Ma.

Aus Holm 2008.

Der Vulkanismus auf Sal, es handelt sich vorwiegend um Basanite mit wenigen Phonoliten, kann folgendermassen unterteilt werden (nach Holm 2008):

Tabelle 3: **Vulkano-stratigrafische Abfolge auf Sal.**

Marine Sedimente und Dünen
Formação Monte Grande-Pedra Lume (MGPL)
Complexo da Ponta do Altar – Baleia (PAB)
Formação Eruptiva Serra Negra (SN)
Formação Eruptiva Principal (EP), Principal Eruptive Formation Submarine und subaerische Abfolge
Complexo Eruptivo Antigo (CEA), (Old Eruptive Complex)

Maio

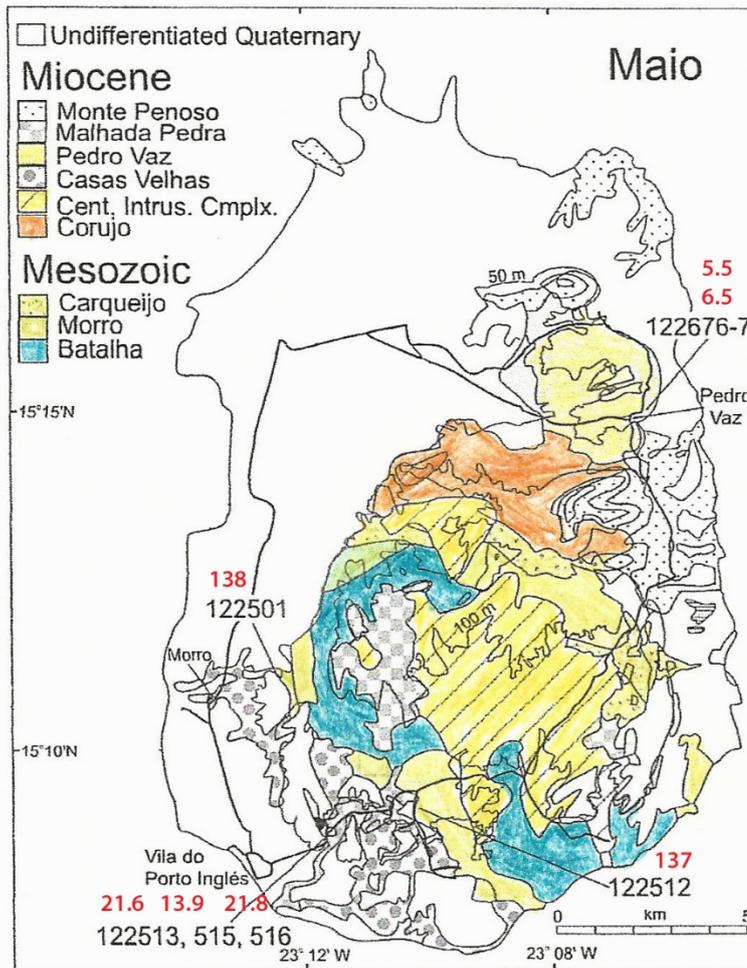


Abb. 20:

Geologische Karte von Maio mit den wichtigsten stratigraphischen Einheiten.

Schwarze Zahlen: Probennummer.
Rote Zahlen: ^{40}Ar - ^{39}Ar -Alter in Ma.

Aus Hom 2008.

Die Geologie der Insel Maio unterscheidet sich sehr stark von den geologischen Verhältnissen auf den andern Inseln. Maio ist verbreitet bedeckt mit marinen Sedimenten und einem neogenen Vulkankomplex im Zentrum. Die Abfolge sieht folgendermassen aus:

Tabelle 4: **Stratigraphische Abfolge der vulkanischen und sedimentären Einheiten auf Maio.**

Penoso: subaerische Laven und Brekzien
Malhada Pedra: subaerische Laven
Casa velhas: submarine Laven und Hyaloclastite
Central Intrusive Complex
Coruja: Tuffe und Konglomerate
Carqueijo: Kalke und Tuffe, Kreide
Morro: frühkretazische Kalke und Mergel, 137/138 Ma
Batalha: Pillow-Laven, Alter: Später Jura/Frühe Kreide; Vulkanismus am mittelozeanischen Rücken, MORB

Santiago

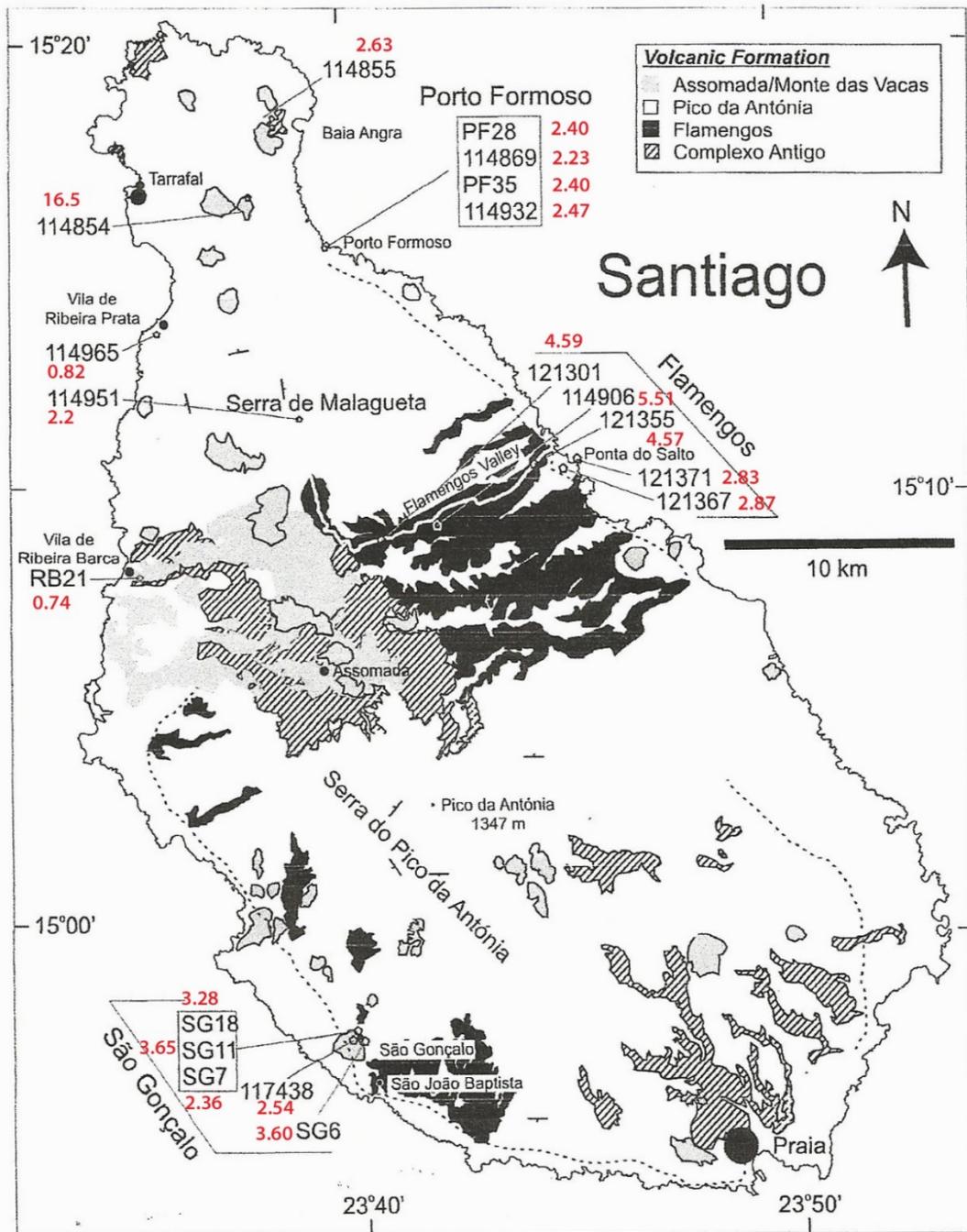


Abb. 21: Geologische Karte von Maio mit den wichtigsten vulkano-stratigrafischen Einheiten. Schwarze Zahlen: Probennummer. Rote Zahlen: 40Ar-39Ar-Alter in Ma. Aus Hom 2008.

Tabelle 5: Spättertiäre bis quartäre vulkano-sedimentäre Abfolge auf Santiago.

Monte Vacas Formation: Schlackenkegel
Assomada Formation
Pico de Antónia Formation: subaerisch
Flamengos Formation: submarin
Complexo Erutpivo Interno Antigo (CA)

Fogo

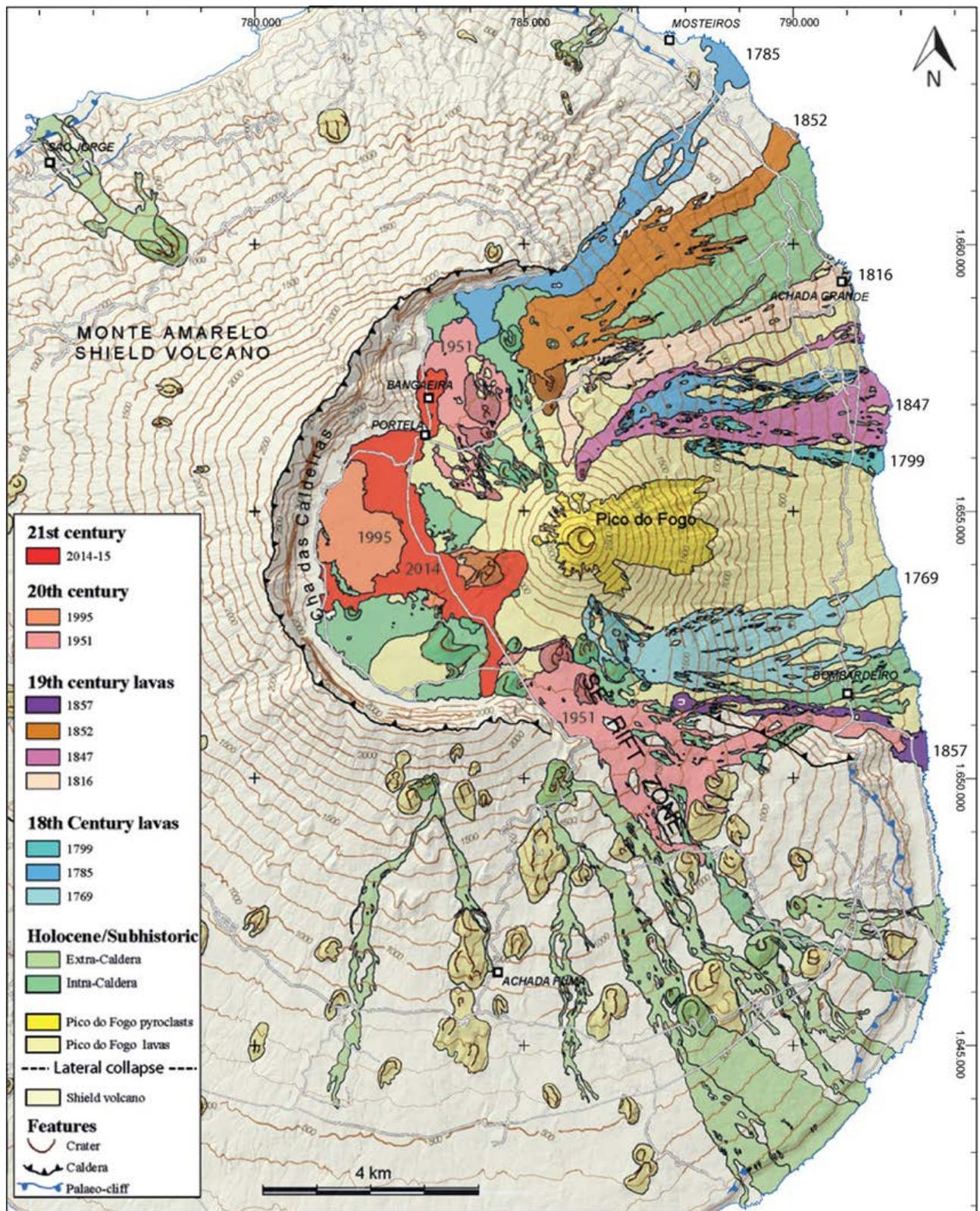


Abb. 22: **Geologische Karte von Fogo**, Kapverden. Man erkennt einen einzigen riesigen, konischen Schild-Vulkan, der durch einen ostwärts gerichteten Bergsturz enthauptet worden ist, wodurch eine Caldera-ähnliche Struktur entstanden ist (Cha das Caldeiras). Diese Depression wurde nachher mit mafischen Vulkaniten gefüllt. Unterschieden sind die rezenten Lavaergüsse auf Fogo. Aus: Carracedo, et al, 2015.

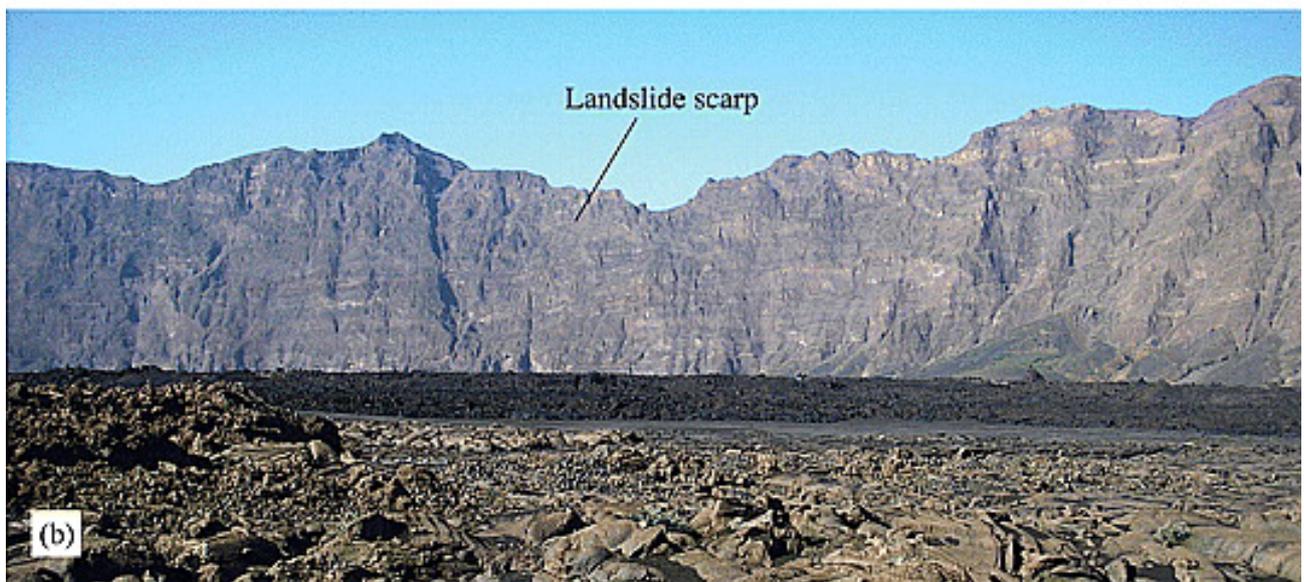


Abb. 23: Fotos von (a) **Pico Fogo**, von Osten, mit der Monte Amarelo Caldera/Bergsturz-Steilwand im Hintergrund. Die halbrunde Steilwand auf Fogo misst etwa 9 km im Durchmesser und ist bis 1000 m hoch. (b) **Monte Amarelo Caldera/Bergsturz-Steilwand**, Cha das Calderas, aufgenommen im Innern der mit Vulkaniten gefüllten Caldera.
Aus: Masson, 2008.

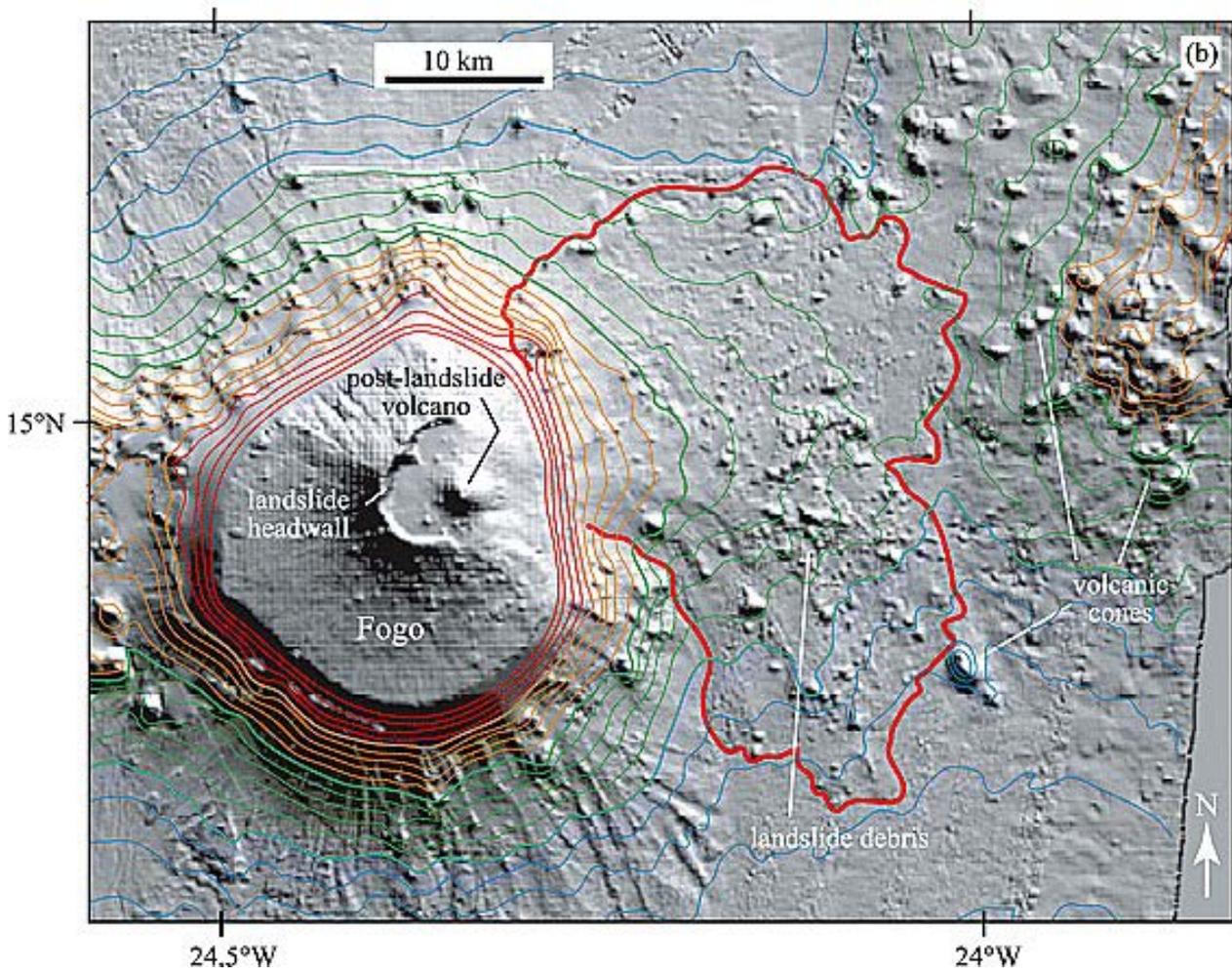
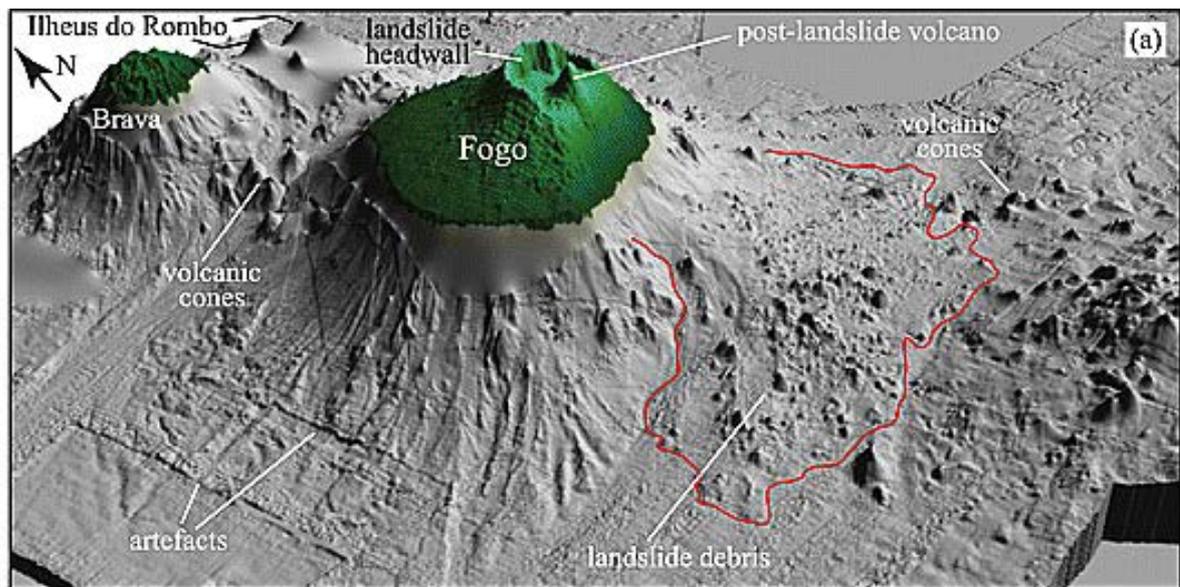


Abb. 24: (a) Schiefes 3D-Bild von Fogo und Brava, gesehen von Südwest, basierend auf SWATH Bathymetrie offshore und SRTM Daten onshore. Klar ist die Beziehung zwischen der Caldera-Steilwand und den Bergsturz-Trümmern im Becken zu erkennen. (b) Karte von Fogo und dem östlichen Becken mit dem Rest des Caldera-Randes, dem Ausmass der Bergsturz-Trümmer und der Stelle des „jungen“ Picado Fogo innerhalb der Caldera. 220-m-Isohypsen, rot $\leq 800\text{m}$, orange 1000 – 1800 m, grün 2000 – 2800 m, blau $> 3000\text{m}$. Die kleinen Vulkankegel im Osten befinden sich im unteren Abhang von Santiago. Aus: Masson, 2008.

A

Abb. 25: **Grosse Trümmerblöcke aus dem Fogo-Bergsturz** sind durch einen gewaltigen Tsunami im nördlichen Teil von Santiago auf dem Plateau auf ca. 160 – 200 m Höhe gelandet.
Aus Ramalho 2015.

Literatur zu Kapitel 3

- Ali, M.Y., Watts, A.B., & Hill, I., 2003: A seismic reflection profile study of lithospheric flexure in the vicinity of the Cape Verde Islands. *J. Geophys. Research* 108, B5.
- Anochea, E., Huertas, M.J., Hernán, F., & Brändle, J.L., 2010: Volcanic evolution of São Vicente, Cap Verde Islands: The Praia Grande landslide. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198, 143-157.
- Carracedo, J.-C., Perez-Torrado, F.J., Rodrigues-Gonzales, R.P., Paris, R., Troll, V.R., & Barker, A.K., 2015: Volcanic and structural evolution of Pico do Fogo, Cape Verde. *Geology Today* 31/4, 146-152.
- Fogo, Cape Verde, 2014: Global Volcanism Program, 2014. Report on Fogo. In: Wunderman, R. (ed.). *Bull. Global Volcanism Network*, 39-11. Smithsonian Institution. <https://dx.doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN1411-384010>.
- Holm, P.M., Wilson, J.R., Christensen, B.P., Hansen, L., Hansen, S.L., Hein, K.M., Mortensen, A.K., Pedersen, R., Plesner, S., & Runge K., 2006: Sampling the Cape Verde Mantle Plume: Evolution of Melt Compositions on Santo Antão, Cape Verde Islands. *Journal of Petrology* 47/1, 145-189.
- Holm, P.M., Grandvuinet, T., Friis, J., Wilson, J.R., Barker, A.K., & Plesner, S., 2008: An ⁴⁰Ar-³⁹Ar Study of the Cape Verde hot spot: Temporal evolution in a semi-stationary environment. *Journal of Geophysical Research* 113, B08201.
- Masson, D. G., Le Bas, T.P., Grevemeyer, I., & Weinrebe, W., 2008 : Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9/7.
- Ramalho, R.S., Winkler, G., Madeira, J., Helffrich, G.R., Hipólito, A., Quartau, R., Adena, K., & Schaefer, J.M., 2015: Hazard potential of volcanic collapses raised by new megatsunami evidence. *Science Advances* 1/9.
- Wilson, D.J., Peirce, C., Watts, A.B., Grevemeyer, I. & Krabbenhoft, A., 2010: Uplift at lithospheric swells—I: seismic and gravity constraints on the crust and uppermost mantle structure of the Cape Verde mid-plate swell. *Geophys. Journal Internat.*, 182/2, 531–550.
- Wilson, D.J., Peirce, C., Watts, A.B., & Grevemeyer, I., 2013: Uplift at lithospheric swells – II: is the Cape Verde mid-plate swell supported by a lithosphere of varying mechanical strength? *Geophys. Journal Internat.*, 193, 798-819.

4. Charles Darwin in Santiago („St. Jago“)

In neuerer Zeit haben sich zwei interessante Publikationen mit Charles Darwin und seinen geologischen Beobachtungen auf den Kapverden beschäftigt.

1. Kurzübersetzung des Abstracts von **Pearson, P.N., Nicholas, C. J., 2007: Marks of extreme violence': Charles Darwin's geological observations at St Jago (Sao Tiago), Cape Verde islands.** Geological Society London Special Publications 287(1):239-253

Zusammenfassung

Der erste Halt auf Darwins berühmter Reise mit der HMS Beagle war in Porto Praya (Praia), der Hauptstadt der Insel St Jago (São Tiago, Santiago) im kapverdischen Archipel. Vom 16. Jan. bis zum 8. Feb. 1832, genoss Darwin seine erste, wirkliche Gelegenheit die Naturgeschichte eines exotischen Ortes zu studieren. Er selbst betrachtete diese Gelegenheit als bedeutenden «turning point» in seinem Leben, hat er sich doch gemäss seiner Autobiographie dort entschlossen, über Geologie zu forschen und ein Buch dazu über die besuchten Stätten seiner Reise zu schreiben. Später erinnerte er sich auch, dass es hier auf St. Jago war, wo er beim Aufenthalt im Hafen zur Überzeugung kam, dass Charles Lyells Uniformitätstheorie und der **Aktualismus**, das heisst die Annahme, dass geologische und natürliche Prozesse uniform sind und überall auf der Welt unter gleichen Bedingungen gleich ablaufen, und daher von heutigen Prozessen auf frühere geschlossen werden kann eine «wonderful superiority» habe über die bei vielen damaligen Wissenschaftlern vorherrschende Katastrophentheorie (die Entstehung der Erde ist auf katastrophale, wiederkehrende Einzelereignisse = Kataklysmen zurückzuführen), wie er selbst in England gelernt hatte.

Spätere Kommentatoren unterstützten diese Ansicht, welche offensichtlich entscheidend ist, um den intellektuellen Hintergrund der Entstehung von Darwins späterem Werk «**The Origin of the Species**» zu verstehen.

In der Publikation werden einige von Darwin's Beobachtungen in St. Jago basierend auf seinen Tagebüchern und Notizen im Licht einer eigenen Exkursion im Januar 2002 rekonstruiert (Abb. 26).

In diesen Notizen finden sich wenig Hinweise, dass er die Geologie schon im Lyell'schen Sinn gradualistisch interpretierte. Im Gegenteil, Darwin formulierte eine Theorie mit einem grossen kataklystischen Ereignis, welche die 'dramatische' Landschaft im Inselinnern erklären konnte. Er spekulierte, dass ein riesiger Wildbach mit viel Wasser die Haupttäler ausgeschnitten und das Flussbett mit Schuttablagerungen in den Tälern zurückgelassen habe. Es ist daher ohne zu diskutieren anzunehmen, dass Darwin die gradualistische Denkweise erst während seiner Reise wirklich akzeptiert hat. Einige seiner Beobachtungen auf St. Jago, z.B. die Heraushebung der Küste, waren dafür sicher förderlich, aber seine Ansichten («Kehrtwende» zur Lyell'schen Theorie) hat er offensichtlich graduell und nicht auf einen Schlag geändert. Erst in seinen späteren Publikationen finden sich keine Hinweise mehr auf die ursprünglichen «Katastrophen-Interpretationen».

2. Kurzübersetzung des Abstracts von **Johnson, M.E., and Baarli, B.G., 2015: Charles Darwin in the Cape Verde and Galápagos archipelagos: The role of serendipity in development of theories on the ups and downs of oceanic islands.** Department of Geosciences, Williams College, 947 Main Street, Williamstown, MA 01267 USA.

Dieser Artikel zeigt am Beispiel Darwins, wie das Finden von Beweisen für eine Schlüsseltheorie von vielen Zufällen abhängig ist.

Zusammenfassung:

Die Reise auf der HMS Beagle 1831-1836 unter dem Kapitän FitzRoy war der Beginn von Charles Darwins Beschäftigung mit Geologie, die in zwei bahnbrechenden Publikationen über die Entstehung von ozeanischen Inseln mündete.



Abb. 26:

Pearson, 2007, Fig. 3. Aufschluss an der NE-Seite des Kliffs der Insel Quail. Blick gegen Süden. Man erkennt das helle Band von Kalkstein, das Darwin zuerst als einen ehemaligen Strand, der auf verwitterten Vulkaniten ruht und von einem Basaltstrom überfahren wurde. Das Kliff ist etwa 10 m hoch.

Gut bekannt ist Darwin's Arbeit von 1842 zur Theorie der Entwicklung eines Atolls, das er als kreisförmige Überwachsung von unter dem Meeresspiegel liegenden Vulkanen durch aufwärts wachsende Korallenriffe erklärte. Diese Arbeit kann z.T. in Verbindung gebracht werden mit seinem 10-tägigen Aufenthalt während der Beaglereise auf den Keeling (Cocos) Inseln. Das zweite und weniger bekannte Werk ist seine 1844 erschienene Zusammenfassung aller besuchten Inseln während der Expedition: Santiago (Kapverden), Terceira (Azoren), St. Paul's Rocks, Fernando Noronha, Ascension, St. Helena, Galápagos Inseln, Tahiti, and Mauritius.

Das Herzstück in diesem Werk ist offensichtlich die ausführliche Beschreibung der Insel Asencion, auf der er sich 1836 fünf Tage lang aufgehalten hat. Aber Darwin hatte viel mehr Zeit zur Verfügung auf andern Inseln, so den Galapagos und St. Jago auf den Kapverden, wo die Beagle auf dem Hin- und Rückweg der Expedition Halt machte. Auf Galapagos verbrachte er 35 Tage und auf den Kapverden insgesamt 29 Tage. Besonders die Kapverdischen Inseln ergeben einen interessanten Hinweis im Hinblick auf die Entwicklung von Darwin's Ideen zu tektonischen Hebungen basierend auf Basaltflüssen mit dazwischen gelagerten Kalkformationen. Der Zufall spielte eine riesige Rolle bezüglich dessen, was Darwin sah und was er nicht gesehen hatte während seiner Reise. Der erste Besuch der Kapverden war zwar förderlich, um Darwins früheste Vision eines Buchs über vulkanische Inseln entstehen zu lassen, aber seine Zeit (und Beobachtungen) dort waren völlig zufällig, weil der Kapitän FitzRoy gezwungen wurde, seine Pläne zu ändern, und die Kanaren anlief. Obwohl Darwin Kalkformationen ebenfalls auf den Galapagos Inseln suchte, wie er sie auf den Kapverden gesehen hatte, hat er sie dort nicht gefunden wegen FitzRoys launenhafter, wechselnder Reisepläne.

In der vorliegenden Publikation werden die Kalksteininformationen des Galapagos und des Kapverdischen Archipels aus heutiger, wissenschaftlicher Sicht betrachtet. Daran schliessen Überlegungen an, wie ein breiteres Wissen über beide Archipele (wenn er die Kalksteininformationen auf Galapagos gefunden hätte) Darwins Theorien und Denken über globale Muster der Insel-Entstehung und -Hebung beeinflusst haben könnte.

5. Zwischenhalt: Das Erdbeben von Lissabon, 1. November 1755

Lissabon 1755 - das Erdbeben, das die Welt veränderte

Von all den Naturkatastrophen, die die Menschheit erlebt hat, hat das Erdbeben von Lissabon im Jahre 1755 wohl am nachhaltigsten Europas Weltbild erschüttert. Auch 250 Jahre danach wissen die Geologen aber noch nicht, was das Beben ausgelöst hat.

Am 1. November 2005 jährt sich das Erdbeben von Lissabon zum 250. Mal. Bei dieser Katastrophe wurde Lissabon zu nahezu 85 Prozent zerstört. Zudem überrollte ein 15 bis 20 Meter hoher Tsunami, der über die Mündung des Tejo eindrang, die Stadt. Die meisten der über 60 000 Toten waren in den Fluten ertrunken. Viele Gebäude, die von der Katastrophe verschont blieben, fielen der darauffolgenden, fast eine Woche andauernden Feuersbrunst zum Opfer. Die Katastrophe erschütterte zum einen nachhaltig den damals vorherrschenden «Aufklärungsoptimismus» (siehe auch die Beilage «Literatur und Kunst» in der NZZ vom kommenden Wochenende). Zum andern wurde in der aufgeklärten Gesellschaft die Diskussion über Sünde und Schuld nun vollends von jener über Katastrophe und Risiko abgelöst, und die Etablierung der Geowissenschaften führte die Sintflut als Strafe Gottes ad absurdum.



Abb. 27: Lissabon, die prächtige königliche Residenz-Stadt, Vogelschauplan vor dem grossen Erdbeben vom 1. Nov. 1755, altkolorierter Kupferstich von Matthäus Seutter, Augsburg, 1755. Aus: Günther 2016.

Die Suche nach dem Epizentrum

Das Beben von Lissabon bildete auch die Keimzelle des modernen Katastrophenmanagements. Der damalige Staatssekretär unter König José I. namens Sebastião José Carvalho e Melo propagierte schnelles und geplantes Handeln, indem er dem König auf die Frage, was zu tun sei, zur Antwort gab: «Die Toten begraben, für die Lebenden sorgen.» Bereits ein Jahr später war Lissabon frei von Schutt und Trümmern.

Carvalho e Melo legte zudem den Grundstein für die moderne Seismologie. Eine von ihm angeregte Umfrage erfasste Daten darüber, wie lange das Beben gedauert und wie viele Nachbeben und Gebäudeschäden es gegeben hatte. 1769 wurde er dann zum Marquês de Pombal ernannt. Heute trägt eine der Störungszonen, die von den Geowissenschaftlern inzwischen als mögliche Quelle des verheerenden Erdbebens gesehen wird, seinen Namen. Die Marquês-de-Pombal- Störung wird zusammen mit der sogenannten Gorringe-Bank, der Tagus-Valley-Störung und einer vermuteten Subduktionszone im Golf von Cadiz als Hauptkandidat für die Ursache gehandelt, die das Erdbeben ausgelöst haben könnte. Dass man aber auch heute noch nicht definitiv weiss, welche Störung das Beben und den Tsunami verursachte, liegt zum einen daran, dass der Bereich, in dem die Afrikanische Platte an die Iberische Halbinsel stösst, tektonisch äusserst kompliziert ist. Zum anderen gab es 1755 noch keine Methoden zur direkten Aufzeichnung von Beben.



Vorstellung und Beschreibung des ganz erschrecklichen Erdbebens, wodurch [...] Lissabon [...] zugrunde gegangen, zeitgenössisches Flugblatt, Augsburg. Aus: Günther 2016.

Als sich 1969 vor der Küste Portugals dann das sogenannte Kap-St.-Vincent-Erdbeben mit der Stärke 7,9 ereignete, glaubten einige Experten, dass dessen Epizentrum auch jenes sei, welches 1755 zur Katastrophe geführt hatte. Das Beben von 1969 erzeugte jedoch nur einen 0,5 Meter hohen Tsunami, während jenes von 1755 - dem heute eine Magnitude zwischen 8,5 bis 9 zugeordnet wird - eine 5 bis 15 Meter hohe Flutwelle auslöste und von den Kapverdischen Inseln über die Azoren bis nach Hamburg von den Menschen verspürt wurde. Die relativ kleine Tsunami-Höhe ist einer der Gründe, warum nach Ansicht einiger Wissenschaftler das Epizentrum von 1969 nicht identisch sein kann mit jenem von 1755. Auch den anderen Störungszonen in der Region wird mehrheitlich ein zu kleines Energiepotenzial zugeschrieben, als dass sie ein Erdbeben von der Magnitude 8,5 oder 9 hätten erzeugen können.

Subduktionszone als Auslöser?

Seit einigen Jahren vertreten Marc-Andre Gutscher von der Universität Bretagne Occidentale in Plouzane, Frankreich, und Kollegen daher die These, dass sich im Bereich des Golfs von Cadiz eine aktive, seismisch

nicht beobachtbare Subduktionszone befinde. Gutscher wird seine Theorie auch am multidisziplinären Symposium zum 250. Jahrestag des Erdbebens Anfang November in Lissabon in einem Beitrag vorstellen, in dem er der noch unbeantworteten Frage nachgeht, wodurch das Beben ausgelöst wurde. Die Ergebnisse seismischer, sedimentologischer und geotektonischer Untersuchungen und Analysen der Region stützen seine Annahme. Sie zeigen, dass zwischen Spanien und Marokko tatsächlich eine aktive, aber vorübergehend blockierte Subduktionszone liegen dürfte, die alle 1500 bis 2000 Jahre ihre in der Zwischenzeit akkumulierte Energie durch eine ruckartige Bewegung freisetzt und so die Erde vibrieren lässt. Den Erdbeben-Zyklus von 1500 bis 2000 Jahren konnte Gutscher aus Sedimenten des Meeresgrunds ableiten. Südwestlich der Iberischen Halbinsel fand man nämlich untermeerische Sedimentrutschungen, zwei sogenannte Turbidite, die nach Gutscher wegen ihrer Grösse und ihrer Gleichzeitigkeit durch Erdbeben verursacht worden sein müssen. Ihr Alter beträgt genau 250 Jahre. Darunter liegen ältere Turbiditablagerungen, die jeweils durch Sedimente von 1500 bis 2000 Jahren getrennt werden. Zudem finden sich in der Nähe des Hafens von Cadiz am Meeresgrund zwei Tsunami-Ablagerungen. Die eine stammt von 1755; die andere ist etwa 2000 Jahre älter.

Parallelen zum Sumatra-Beben

Laut Gutscher weisen noch andere Indizien darauf hin, dass eine «blockierte» Subduktionszone das Erdbeben von 1755 verursacht hat. So lassen sich die beobachteten Zyklen von 1500 bis 2000 Jahren der Turbidit- und Tsunami-Ablagerungen wegen ihrer Frequenz am ehesten mit einem derartigen Subduktionszonen-Typ erklären. Zudem ist nach seiner Ansicht nur eine Subduktionszone in der Lage, ein derart heftiges Erdbeben mit einem Tsunami von bis zu 15 Meter hohen Wellen zu generieren. Auch bei der nördlichen Sumatra-Störung, die das verheerende Seebeben und den Tsunami vom 26. Dezember 2004 verursachte, handelte es sich um eine blockierte Subduktionszone.

Gestützt wird seine Theorie laut Gutscher auch durch die Tatsache, dass elf der zwölf weltweit schwersten Erdbeben der vergangenen hundert Jahre, und alle von ihnen, die einen Tsunami verursachten, an einer Subduktionszone stattfanden. Um allerdings die Heftigkeit und den zeitlichen Verlauf des Tsunami von 1755 an der Westküste Portugals zu erklären, muss angenommen werden, dass das Erdbeben noch eine weitere Störungszone im Nordosten in Bewegung versetzte, die ihrerseits durch eine Spannungsentladung dann zusätzlich Energie freisetzte.

In den vielen Störungszonen südlich und westlich der Iberischen Halbinsel kommt es auch heute immer wieder zu stärkeren Erdbeben. Zu erwähnen sind jenes von 1964 im Golf von Cadiz mit einer Magnitude 6,5, das Beben 1969 bei Kap St. Vincent mit der Stärke 7,9 sowie 2004 jenes in Al Hoceima, Marokko, mit der Magnitude 6,3. Das erhöht auch die Gefahr von Tsunamis. Ein entsprechendes Frühwarnsystem für die Region hält Gutscher aber für wenig sinnvoll. Die Entfernungen vom möglichen Epizentrum zur Küste dürften zu kurz sein für eine Warnung, meint er. Am wichtigsten sind seiner Meinung nach - neben einer erdbebensicheren Bauweise - vor allem ein grösseres Bewusstsein für die Gefahr und Verhaltensregeln für die Bevölkerung, die schon mit Schulkindern geübt werden müssten.

Text: Simone Ulmer, 2005, NZZ, www.nzz.ch.

Bilder aus: Gümther, H., 2016: Das Erdbeben von Lissabon. Wie die Natur die Welt ins Wanken brachte – von Religin, Kommerz und Optimismus, der Stimme Gottes und der sanften Empfindung des Daseins. CORSO, Verlagshaus Römerweg GmbH, Wiesbaden.

Inhalt

1. Plattentektonische Grundlagen	1
2. Vulkanologische Grundlagen	6
3. Kapverden Archipel, Cape Verde Archipelago, Cabo Verde Arquipélago	9
Santo Antão und São Vicente	12
Sal	18
Maio	19
Santiago	20
Fogo	21
4. Charles Darwin in Santiago („St. Jago“)	26
5. Zwischenhalt: Das Erdbeben von Lissabon, 1. November 1755	28

Peter Heitzmann
Dipl.Geol.ETH, Dr.sc.nat.ETH, CHGEOL

Holzeggen
Niederriedweg 110
3019 Bern

heitzmann@bluewin.ch

Geowissenschaftliche Öffentlichkeitsarbeit
und geologische Beratungen

Tel 031 926 1665
Fax 031 926 2240
Mobil 076 580 7809