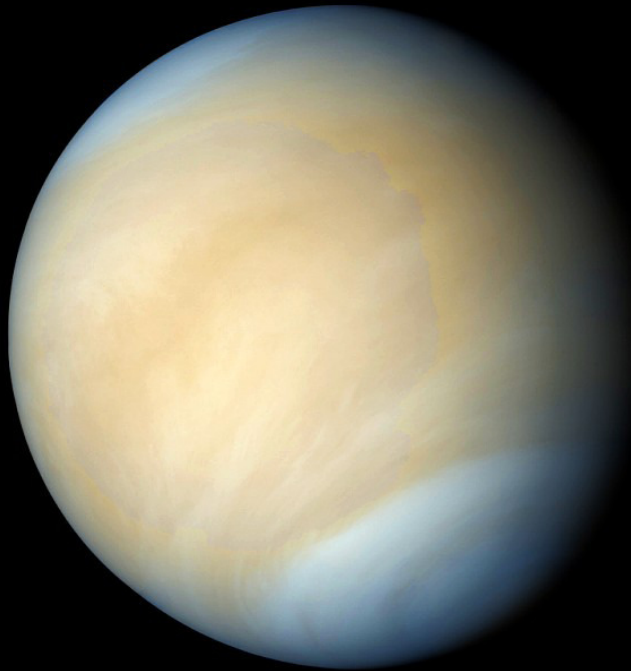


Mathias Scholz

Venus



Reihe:

- Band 1: Die Erde als Beobachtungsort
- Band 2: Himmelsmechanik
- Band 3: Beobachtende Astronomie I
- Band 4: Beobachtende Astronomie II
- Band 5: Planetologie I
- Band 6: Planetologie II
- Band 7: Exoplaneten
- Band 8: Kosmogonie von Planetensystemen
- Band 9: Sonnensystem I – Merkur
- Band 10: Sonnensystem II – Venus**
- Band 11: Sonnensystem III – Erde
- Band 12: Sonnensystem IV – Mars

Weitere Bände in Vorbereitung

Mathias Scholz

Venus

Planeten des Sonnensystems II

Vorwort

Das erste Buch (wenn man es so bezeichnen kann), welches der Autor über den Planeten Venus gelesen hat, stammte von dem sowjetischen Astronomen Witali A. Bronshten und hatte den Titel „Gluthölle Venus“. Es erschien 1972 im Urania-Verlag (DDR), hatte gerade einmal 48 Seiten und beschrieb neben einer geschichtlichen Einführung die Ergebnisse der damals sehr erfolgreichen sowjetischen Venussonden. Seitdem haben unsere Kenntnisse über diesen Planeten, den der Begriff „Gluthölle“ wahrlich gut beschreibt, um einiges zugenommen. Durch die wissenschaftlich sehr ergiebige Mission „Magellan“ (1989-1994) wissen wir mittlerweile sehr gut über die Oberfläche dieses ansonsten vollständig von Schwefelsäurenebel eingehüllten Planeten Bescheid. Wir können uns seine bizarren Landschaften vorstellen, über ihre Entstehung nachdenken und wissen auch, daß die Planetenoberfläche im Gegensatz zum Mars niemals das Ziel einer bemannten Venus-Landung werden wird. Die Bedingungen dafür sind dazu wirklich zu unwirtlich...

Durch die ESA-Sonde Mars Express, die gegenwärtig auf einem Venus-Orbit ihren Forschungsaufgaben nachgeht, verstehen wir immer besser, wie die dichte Venusatmosphäre aufgebaut ist, warum sie eine Superrotation ausführt und welche, z.T. sehr komplexen chemischen Prozesse in ihren einzelnen Schichten ablaufen. Und was das Wichtigste ist (auch in Hinblick auf den auf der Erde stattfindenden Klimawandel), wir beginnen auch langsam zu verstehen, wie es zu dem heutigen Zustand, der sich, wie gesagt, am besten durch den Begriff „Gluthölle“ beschreiben läßt, gekommen ist. Denn in früherer Vergangenheit muß auch die Venus ein ähnlich wasserreicher Planet gewesen sein wie die Erde. Aber irgendwann müssen die Ver-

hältnisse gekippt sein und aus einer wahrscheinlich moderaten Welt mit offenen Wasserflächen ist eine glühendheiße, ausgedörrte und vulkanisch geprägte Welt geworden. Irgendwann in ferner Zukunft wird dieses Schicksal zwangsläufig auch die Erde ereilen, denn die Leuchtkraft der Sonne nimmt zwar langsam, aber stetig zu. Aber bis dahin haben wir alle Zeit der Welt, unseren Schwesterplaneten, die Venus, zu erforschen.

Mathias Scholz,

Zittau, 2012

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

20 Venus

Einführung	1
Venus als Planet	7
Venusdurchgänge (Transits)	9
Die Erforschung der Venus mit Raumsonden	11
Innerer Aufbau	17
Kern – Mantel – und Kruste	18
Wärmefluß an der Oberfläche	22
Oberfläche der Venus	24
Radarbeobachtungen von der Erde aus	24
Nomenklatura der geologischen Formationen	25
Hypsometrie von Venus und Erde im Vergleich	28
Kurzer Überblick über die „Geographie“ der Venus	30
Ishtar Terra	31
Aphrodite Terra	32
Beta Regio	33
Phoebe- und Themis Regio	34
Atalanta Planitia	34
Alpha Regio	34
Leda Planitia	34

Guinevere Planitia	34
Nördliche Hemisphäre der Venus.....	37
Südliche Hemisphäre der Venus.....	39
Äquatorregion der Venus, auf 0° östlicher Länge zentriert	41
Äquatorregion der Venus, auf 90° östlicher Länge zentriert....	43
Äquatorregion der Venus, auf 180° östlicher Länge zentriert..	45
Äquatorregion der Venus, auf 270° östlicher Länge zentriert..	47
Geologische Strukturen der Venusoberfläche	54
Großräumige Strukturen	54
Vulkanische Ebenen	54
Lavakanäle.....	57
Tesserae	60
Gebirgszüge	63
Ridge Belts	66
Vulkanbauten.....	69
Gibt es noch aktiven Vulkanismus?.....	69
Schildvulkane	75
„Anemonen“	83
„Ticks“	85
Pancake Domes – „Pfannkuchenvulkane“.....	86
Calderas	89
Coronae und verwandte Strukturen	93

Arachnoiden.....	100
Novae oder Stellate Fracture Centres	101
Geologie und Entstehung von Coronen	104
Hot-Spot-Vulkanismus	107
Magmen, Laven und Eruptionsverhalten.....	109
Impaktkrater auf der Venus	113
Alter und Verteilung	116
Klassifikation der Impaktkrater	117
Ausflüsse aus Impaktkratern.....	119
Modifikationen nach dem Impakt.....	119
Äolische Strukturen.....	121
Chronologie der Venusoberfläche.....	125
Impaktchronologie.....	125
Stratigraphie	126
Ältere Era – vom Fortunian zum Rusalkian	128
Fortunian.....	128
Sigrunian.....	129
Lavinian.....	129
Rusalkian	130
Jüngere Era – Atlian und Aurelian	130
Atlian	131
Aurelian	131

Geologische Geschichte der Venus	133
Das Rätsel des Resurfacing der Venusoberfläche	134
Energiequellen für endogene Oberflächenveränderungen.	136
Mantelkonvektion.....	137
Ebenenbildung und Hot spot –Vulkanismus	138
Vertikale Krustendynamik.....	139
Standardmodell des Resurfacing der Venusoberfläche	139
Wechselwirkung zwischen heißer Atmosphäre und Manteldynamik.....	142
Alternative Mantle Overturn.....	143
Nicht-katastrophale Szenarien.....	143
Ein direkter Blick auf die Venusoberfläche	145
Landungen auf der Venusoberfläche – Eine gewaltige technische Herausforderung	151
Venusatmosphäre	156
Allgemeines.....	156
Lichtstreuung in der Atmosphäre	158
Chemische Zusammensetzung	158
Vertikaler Aufbau der Venusatmosphäre	159
Atmosphärenschichten.....	161
Troposphärische Wolkenschichten.....	169
Atmosphärenchemie.....	175
Schwefelzyklus.....	178

Chemische Prozesse an der Lithosphären - Atmosphären- Grenzfläche.....	181
Wollastonit-Reaktion.....	181
Karbonatgesteine auf der Venusoberfläche?	182
Anhydrite auf der Venusoberfläche?	182
Chemische Gleichgewichte zwischen Oberfläche und Atmosphäre.....	183
Strahlungsbilanz und Treibhauseffekt	183
Treibhauseffekt	184
Dynamik der Venusatmosphäre.....	187
Beobachtungsmethoden.....	188
Wolkenmuster.....	189
Windgeschwindigkeiten	193
Großräumige Zirkulation.....	198
Superrotation der Venusatmosphäre.....	202
Zyklostrophisches Gleichgewicht.....	203
Wärmetransport von der Tag- zur Nachtseite.....	204
Windgeschwindigkeiten auf der Tag- und Nachtseite	205
Strömungen in der oberen Meso- und Thermosphäre	206
Sauerstoff- Airglow über der Nachtseite	207
Klimageschichte der Venus	210
Isotopenverhältnisse	210
Deuterium – Wasserstoff - Verhältnis	211
Wasser als Wasserstoffquelle	213

Wasserreiche frühe Venus ?	215
Klimawechsel im Zuge des katastrophalen Resurfacing-Prozesses ?	216
Und wenn die Venus schon immer trocken war ?	220
Ursachen eines frühen Wasserverlusts	221
Deuterium im Sonnensystem	224
Blitze in der Venusatmosphäre	225
Planetares Magnetfeld	228
Wechselwirkung mit dem Sonnenwind	228
Induzierte Magnetosphäre	229
Stoßfront	231
Magnetosheat und Protonopause	233
Magnetotail	234
Kapitelzusammenfassung	239
Aufgaben / Diskussionen	257
Literatur	261
Webseiten zum Thema	262

Anhang

Index

Prolog

Venustransit am 6. Juni 1761

Die Erwartung der großen Vortheile, die sich die Kenner und Freunde der Stern-Kunde von dieser seltenen Erscheinung und deren richtigen Beobachtung versprochen, wurde durch einen gedoppelten Umstand größtentheils vereitelt: zuförderst dadurch, daß die Veranstaltung der geschicktesten Beobachter durch Wolken und trübe Luft vergeblich gemacht wurden: sodann dadurch, daß auch selbst diejenigen, denen die Heiterkeit des Himmels einen freyen Anblick dieser sehenswürdigen Erscheinung verstattete, durch einen unerwarteten Zufall an einer genauen und scharfen Beobachtung des Austritts der Venus aus der Sonne, worauf hier das meiste ankam, gehindert wurden, nemlich durch eine Erscheinung, die so viel ich davon beobachtet habe, darin bestand: Kurz vor dem Anfange des Austritts der Venus, da ihr westlicher Rand den westlichen Sonnen-Rand an den Orte, wo die Berührung geschehen sollte, aus, und bildete einen kleinen Bogen, dessen Krümmung über die Krümmung des Sonnen-Randes hervorragte, mit der Peripherie der Venus parallel war, und dessen Breite ohngefähr so viel betrug als der 10te oder 12te Theil des scheinbaren Durchmessers der Venus. ...

Es bedarf meines Erinnerns nicht, daß diese Erscheinung als eine Würkung der durch die Atmosphäre der Venus verursachten Brechung der Licht-Strahlen des Sonnen-Randes angesehen werden müsse: wenigstens wüßte ich nicht, wie man sie anders erklären könnte, und ich kann mit Gewißheit versichern, daß mir dieser Anblick, da ich in der Beobachtung begriffen war, etwas ganz unerwartetes gewesen: denn meine Aufmerksamkeit war damals auf ganz andere Sachen gerichtet.

C.G.Silberschlags evangelisch-lutherischen Predigers in Stendal ausgesuchte Closter-Bergische Versuche in den Wissenschaften der Natur-Lehre und Mathematik Berlin

im Verlag der Realschul-Buchhandlung im Jahre 1768

20 Venus

Fortes adiuvat ipsa Venus.

Albius Tibullus (55 v.Chr. -19 n.Chr.), römischer Elegiker

Venus selbst hilft den Tapferen



Venus im UV Licht. Quelle NASA

Einführung

Venus hat als heller Abend- und Morgenstern die Menschen schon immer beeindruckt. Sie ist nach Sonne und Mond das hellste Objekt, welches man am Himmel sehen kann. Im Jahre 1610 entdeckte GALILEO GALILEI (1564-1642), der an der Universität Pisa und Padua lehrte und forschte, mit Hilfe eines selbstgebauten Fernrohrs die Venusphasen. Diese Entdeckung ließ sich auf einfache Weise nur dann erklären, wenn man das kopernikanische (also heliozentrische) Weltsystem zugrunde legt. Denn die Ausbildung von ausgeprägten Phasenzyklen ist typisch für die inneren Planeten und wird deshalb in der gleichen Form auch bei Merkur beobachtet. Dieser offensichtliche Beweis des kopernikanischen Systems wurde aber nicht sofort als Beweis anerkannt. Man weiß z.B., daß die Jesuiten des *Collegium Romanum* darauf hinwiesen, daß die Phasenbildung auch ein Merkmal des Weltsystems TYCHO BRAHE (1546-1601) ist, das von ihrem berühmten Mitglied CHRISTOPHER CLAVIUS (1537-1612) aus durchaus rationalen Gründen bevorzugt wurde. So gesehen erscheint es recht unverständlich, warum Galilei in seinen *Dialogo* darauf mit keinem Wort eingegangen ist. Man vermutet er tat es deshalb, um eine diesbezügliche Diskussion zu vermeiden.

Für den Beobachter am Fernrohr erscheint der Planet Venus in einem gleichmäßigen, gelblichweißen Licht ohne sonderliche Details. Nur manchmal oder unter Anwendung von speziellen Filtern sind leichte Schattierungen zu erkennen.

1761 entdeckte der berühmte russische Gelehrte MICHAEL LOMONOSSOW (1711-1765) bei der Beobachtung des Durchgangs der Venus vor der Sonnenscheibe die Venusatmosphäre. Er war aber nicht der Einzige, der das Phänomen, welches man heute „Lomonossow-

Venus

Ring“ nennt, beobachten konnte. Unabhängig von ihm, in der Fachwelt aber weniger beachtet, konnte in Deutschland GEORG CHRISTOPH SILBERSCHLAG (1731-1790) zusammen mit HEINRICH WILHELM BACHMANN (1737-1776) die gleiche Erscheinung beobachten. Auch er kam zu dem Schluß, daß dies ein untrüglicher Hinweis auf die Existenz einer Venusatmosphäre ist. Seitdem ist klar, daß man mit dem Fernrohr keine Einzelheiten der Venusoberfläche sehen kann, da der gesamte Planet von Wolken eingehüllt ist. Das nährte bis in die sechziger Jahre des 20. Jahrhunderts die Hoffnung, daß es auf der Venusoberfläche vielleicht doch Leben geben könnte. Unzählige Bücher über „Venusianer“ wurden geschrieben und auch viele utopische Filme (wie z.B. der sowjetische Klassiker „Planet der Stürme“ von 1961) hatten Bewohner oder Expeditionen zur Venus zum Inhalt. Leider sind Temperaturen um die 500 °C nach dem heutigen Erkenntnisstand der biologischen Wissenschaften für die Entstehung und für das Bestehen von Leben eher hinderlich...

Durch die Bahnlage der Venus kommt es im Durchschnitt alle 120 Jahre vor, daß die Venus für einen Beobachter auf der Erde über die Sonnenscheibe wandert. Derartige Venusdurchgänge treten immer paarweise im Abstand von 8 Jahren im Dezember und im Juni ein. Sie hatten in der Vergangenheit eine große Bedeutung (schon JOHANNES KEPLER hat sich mit ihnen beschäftigt), da man aus ihrer genauen Beobachtung die Entfernung von der Erde zur Sonne – die Astronomische Einheit – bestimmen kann. Besonders die Durchgänge von 1761 und 1769 wurden genutzt, um diese seltenen Ereignisse weltweit so genau wie möglich zu verfolgen. Selbst der berühmte Seefahrer JAMES COOK (1728-1779) war in das weltumspannende Beobachtungsprogramm eingebunden. Nach der aufwendigen Auswertung aller Beobachtungen erhielt man zum ersten Mal einen einigermaßen verlässlichen Wert der Astronomischen Einheit, der später nur noch marginal verbessert wurde. Der letzte Venusdurchgang fand übrigens

am 8.6.2004 statt und der nächste ist am 6.6.2012 zu beobachten, wobei der Erste vollständig und der Zweite teilweise von Deutschland aus gesehen werden kann bzw. konnte.

Der Planet Venus hat auch in der Kulturgeschichte der Menschheit eine große Rolle gespielt. Die alten Kulturen im Zweistromland verehrten in ihr ihre Gottheit Ishtar / Inanna. Für die alten Griechen war der Abendstern die Verkörperung von Hesperus (Sohn oder Bruder des Atlas) und der Morgenstern die Verkörperung des Phosphorus (der „Bringer des Lichts“, lateinisch „Luzifer“). Der Name „Venus“ ist die römische Form der Aphrodite, der griechischen Göttin des erotischen Verlangens und der Schönheit. Deshalb werden geologische Formationen auf dem Planeten Venus mit ganz wenigen Ausnahmen immer nach weiblichen Gottheiten, Naturgeistern (z.B. Nymphen) oder verdienten Frauen der Geschichte benannt.

Zwar wurde vor der Ära der Raumflüge Venus durchaus systematisch beobachtet. Die Erkenntnisse, die dabei über die physische Beschaffenheit des Planeten gewonnen wurden, halten sich jedoch in Grenzen. Eine der ersten großen Abhandlungen, die über Venus geschrieben wurde, stammt von dem Lilienthaler Amtmann JOHANN HIERONYMUS SCHRÖTER (1745-1816), der zu seinem Lebzeiten einer der größten Privatsternwarten betrieben hat. Es wurde in zwei Teilen unter dem heute recht sperrig klingenden Titel *„Aphroditographische Fragmente zur genauern Kenntniß des Planeten Venus sammt beygefügter Beschreibung des Lilienthalischen 27 füßsigen Telescops, mit practischen Bemerkungen und Beobachtungen über die Größe der Schöpfung“* ab 1796 veröffentlicht. Genauso wie seine *„Hermographischen Fragmente“* haben sie heute nur noch wissenschaftshistorische Bedeutung.

Erst im 20. Jahrhunderts begann sich mit der Anwendung der Spektroskopie langsam der Schleier über der Natur der Venus zu lüften.

Venus

Während man zuvor die Spektren noch mißinterpretierte (man hielt irdische Sauerstoff- und Wasserdampfbanden für solche von der Venus), erkannte man sehr schnell, daß es in den Venusspektren keinerlei Anzeichen von Sauerstoff und Wasserdampf gibt. 1932 entdeckten WALTER SYDNEY ADAMS (1876-1956) und T.DUNHAM dank einer neuen photographischen Emulsion, dessen Empfindlichkeit bis in das nahe Infrarot reichte, drei außergewöhnlich starke Molekülbanden. Diese Banden bei $\lambda = (782.0, 788.3 \text{ und } 868.9) \text{ nm}$ Wellenlänge stammten eindeutig von Kohlendioxid. Ihre Intensität war ein Zeichen dafür, daß mit Kohlendioxid ein wesentlicher Bestandteil der Venusatmosphäre entdeckt war. Weitere Untersuchungen zeigten, daß CO_2 sogar der bei weitem überwiegende Bestandteil der Gashülle der Venus sein muß.

In der Folgezeit konnte mittels Thermoelemente die Temperatur der oberen Wolkenschichten der Venusatmosphäre bestimmt werden (233 K – 240 K, W.M.SINTON et al. 1955). Außerdem begann man sich für die optischen Eigenschaften der Wolkenschichten zu interessieren. Aus photometrischen und polarimetrischen Messungen ergab sich, daß die Wolken mehr Dunstschichten ähneln, die aus mikrometergroßen Tröpfchen – man nahm an, aus Wasser – bestehen. Später wurden diese Befunde wieder in Frage gestellt (z.B. G.KUIPER), so daß sich die Astronomen nicht über die Natur der Venuswolken einigen konnten.

Richtig verstörend wirkten die ersten radioastronomischen Untersuchungen der Venus. Der Nachweis thermischer Radiostrahlung im Zentimeterwellenlängenbereich ergab für die Oberflächentemperatur der Venus Werte zwischen 530 K und 675 K, was weit über den erwarteten 60° bis 70° C lag. Zuerst suchte man diese Diskrepanz nicht bei der Venus, sondern bei den Messungen selbst, die man für fehlerhaft hielt. Aber jede weitere Messung verfestigte das Ergebnis,

daß die Oberfläche der Venus heiß, die Wolken aber kalt sind. Zur Erklärung dieser nicht mehr wegzudiskutierenden Fakten wurden Anfang der 60ziger Jahre des vorigen Jahrhunderts verschiedene, darunter sogar einige wahrlich Absonderliche, aufgestellt. Zu den Letzteren gehört ohne Zweifel die Äolosphärenhypothese, die von ERNST JULIUS ÖPIK (1893-1985) vorgeschlagen wurde. Die Ursache für die starke Erwärmung sollten danach gewaltige Stürme sein, die riesige Staubwolken mit sich führen und deren Reibung mit der Oberfläche die extrem hohen Temperaturen erzeugen und aufrecht erhalten. Von anderen Astronomen wurde dagegen vorgeschlagen, daß nicht die Planetenoberfläche, sondern die Ionosphäre Quelle der Zentimeterwellen ist (z.B. D.E. JONES). Aber auch diese Hypothese ließ sich nicht lange aufrecht erhalten. Bestand hatte letztlich nur die von CARL SAGAN (1934-1996) entwickelte Theorie eines „Glas- oder Treibhauses“. Sie führt die hohe Oberflächentemperatur der Venus auf den sogenannten Treibhauseffekt zurück, was wiederum sehr gut mit der extrem hohen Konzentration des Treibhausgases CO_2 in der Venusatmosphäre zusammen passen würde.

Nicht unerwähnt soll bleiben, daß die Erkundung der Topographie der wolkenverhangenen Venus noch vor der Oberflächenerkundung mit Raumsonden begonnen hat und zwar unter Einsatz des Planetenradars (siehe Band 6). Die Namen einiger Oberflächenstrukturen stammen noch aus dieser Ära, wie z.B. Alpha-Regio und Beta-Regio.

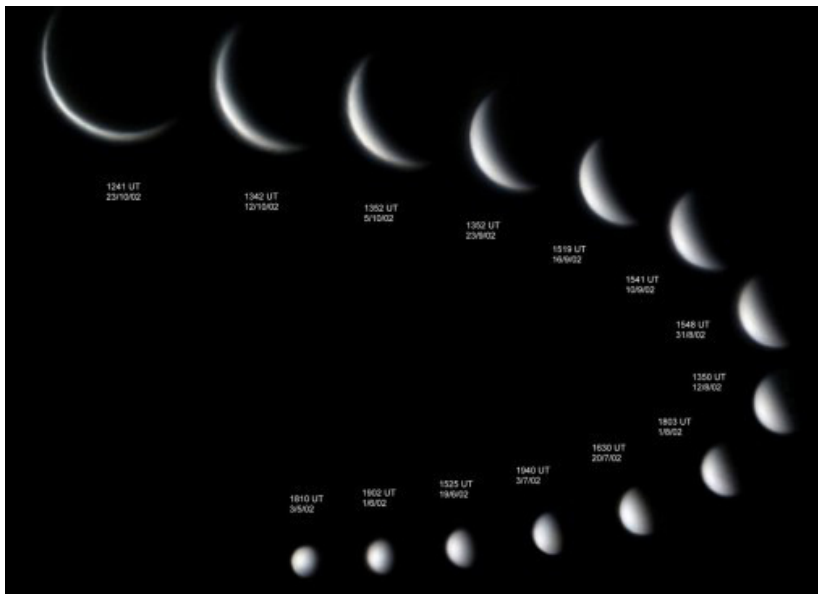
Die eigentliche Erforschung der Venus begann im Jahre 1962 mit dem Vorbeiflug der amerikanischen Raumsonde Mariner 2 in 34000 Kilometer Entfernung. Seitdem haben viele weitere Sonden die Venus erreicht, sind auf ihrer Oberfläche gelandet, haben ihre Atmosphäre erkundet und ihre gesamte Oberfläche mittels Radartechnik kartiert. Insbesondere die damalige Sowjetunion hat sich die Venus zu ihrem „Hausplaneten“ auserkoren, nachdem deren Marsmissionen

Venus

meisten von wenig Erfolg gekrönt waren. Ihr gelangen an der Venus einige außergewöhnliche Pioniertaten, wie z.B. weiche Landungen oder die ersten Radaraufnahmen der Oberfläche aus einer Umlaufbahn heraus. So gesehen waren sie Vorreiter der außergewöhnlich erfolgreichen Magellan-Mission der Amerikaner, der wir im Wesentlichen unsere Erkenntnisse über die Venus-Topographie verdanken. Gegenwärtig (Herbst 2008) befindet sich die ESA-Sonde Venus-Express auf einer Umlaufbahn um die Venus und führt insbesondere Forschungsarbeiten aus, die zu einem besseren Verständnis der Venusatmosphäre führen sollen.

Venus als Planet

Venus bewegt sich in einer Entfernung von 108.2 Millionen Kilometer auf einer fast kreisförmigen Bahn (Exzentrizität $e=0.0068$) in 224,7 Tagen einmal um die Sonne. Ihre Bahnebene ist um 3.4° gegenüber der Ekliptik geneigt. Sie kann sich bis auf 41 Millionen Kilometer der Erde nähern (Mars 55.8 Millionen Kilometer) und ist damit der erdnächste Planet. Auch sonst ähnelt sie auf dem ersten Blick verblüffend der Erde: fast gleiche Größe ($0.95 R_E$) und Masse ($0.8 M_E$); dichte, mit Wolken bedeckte Atmosphäre, ähnlicher innerer Aufbau.



10.1. Phasenwechsel der Venus im Jahre 2002. Quelle TBGS Observatory

Damit enden aber auch schon die Gemeinsamkeiten. Bereits 1932 wurde spektroskopisch in der Venusatmosphäre Kohlendioxid, später

Venus

dann auch Kohlenmonoxid, Fluorwasserstoff und Salzsäure – wenn auch in verschwindend geringen Mengen im Vergleich zu CO_2 - nachgewiesen. Heute weiß man, daß das Kohlendioxidgas für den enormen Treibhauseffekt mit verantwortlich ist, der die untere Venusatmosphäre gleichmäßig auf eine Temperatur von rund 750 K aufheizt. Erste Oberflächendetails konnten mit Hilfe des Radioteleskops in Arecibo (Radar-Echo-Methode) noch vor der erfolgreichen Erkundung des Planeten durch sowjetische und amerikanische Sonden unter der optisch völlig undurchdringbaren Wolkenschicht aufgelöst werden.

Da sich die Venus innerhalb der Erdbahn um die Sonne bewegt, kann sie sich von der Erde aus gesehen nur maximal 47° von der Sonne entfernen (Elongation). Das ist auch der Grund, weshalb man sie – genauso wie Merkur – nur in der Abend- bzw. Morgendämmerung mit dem freien Auge auffinden kann. Dann ist sie aber auch selten zu übersehen, da sie eine scheinbare Helligkeit von -3 bis -4 Größenklassen erreicht. Mit einem Feldstecher oder einem kleinen Fernrohr kann man sie zu Zeiten ihres größten Glanzes durchaus auch am blauen Taghimmel auffinden, wenn man genau weiß, wo sie gerade steht. Als innerer Planet zeigt sie im Fernrohr einen auffälligen Phasenwechsel.

Venus rotiert in 243 Tagen einmal um ihre Achse (retrograd), d.h. sie benötigt für eine Umdrehung ein wenig mehr Zeit als für einen kompletten Umlauf um die Sonne. Wäre die Rotationsperiode (243.01 Tage) nur geringfügig größer (243.16 Tage), dann hätte man es mit einer 5:2-Resonanz in bezug auf die synodische Umlaufszeit zu tun. Wenn in ferner Zukunft diese Resonanz erreicht sein wird, dann wird Venus bei ihren Konjunktionen der Erde immer dieselbe Seite zuwenden.

Die Rotationsachse der Venus ist nur ein klein wenig, genauer um 2.64° , gegenüber der Senkrechten zur Bahnebene geneigt. Bei diesem kleinen Winkel sind jahreszeitabhängige Effekte auf der Venus kaum zu erwarten.

Venusdurchgänge (Transits)

Unter einem Venusdurchgang versteht man den von der Erde aus zu beobachtenden Vorübergang des Planeten vor der Sonnenscheibe. Obwohl er theoretisch unter günstigen Umständen sogar mit freiem Auge sichtbar sein sollte (Venus erreicht einen Winkeldurchmesser von über einer Bogenminute), sind aus der Zeit vor 1639 keine Beobachtungen bekannt geworden.

Daß überhaupt Venusdurchgänge auftreten können, erkannte zuerst JOHANNES KEPLER, der auf der Grundlage seiner Rudolfinischen Tafeln solch ein Ereignis für 1631 vorhersagte. Sie war aber in Europa nicht sichtbar, weshalb auch keine Beobachtungen davon überliefert sind. Das folgende Ereignis am 4. Dezember 1639 konnte dagegen von JEREMIA HORROCKS (1619-1641) und von seinem Freund WILLIAM CRABTREE (1610-1644) beobachtet werden. Die Vorhersage, diesmal auf Grundlage der sogenannten Lansbergschen Tafeln, nahm JEREMIA HORROCKS selbst vor. Kepler hatte noch nicht erkannt, daß Venustransits immer paarweise mit einem Abstand von ungefähr 8 Jahren mit einem Zwischenraum im Mittel von 121.5 bzw. 105.5 Jahren stattfinden. Grund dafür ist die gegenseitige Bahnlage von Venus und Erde, die nicht zusammen in einer Ebene liegen. Im Gegensatz zu Merkurdurchgängen sind Venusdurchgänge ausgesprochen selten und somit richtige Jahrhundertereignisse. Auf ihre eigentliche astronomische Bedeutung hat zuerst EDMOND HALLEY (1656-1742) hingewiesen, der erkannt hat, daß sich anhand eines Transits sehr exakt die Entfernung Erde - Sonne (also die Astronomische Einheit) bestimmen läßt.

Venus

Deshalb wurden die entsprechenden Transits, die im 18. Jahrhundert stattgefunden haben, zu internationalen wissenschaftlichen Expeditionen genutzt, um diese wichtige Kenngröße des Sonnensystems so genau wie möglich zu bestimmen. Nachdem die Beobachtungskampagne von 1761 nicht so erfolgreich wie erhofft verlaufen war, nutzte man den achtjährigen Zwischenraum, um den Transit von 1769 um so besser vorzubereiten. Fast alle größeren wissenschaftlichen Gesellschaften rüsteten Expeditionen aus, um die Messungen an möglichst vielen, geographisch weit entfernten Orten vornehmen zu können. Selbst der berühmte Seefahrer JAMES COOK war in diese Unternehmungen involviert. Das Einsammeln und die Auswertung der Beobachtungen dauerten selbst mehrere Jahrzehnte und beschäftigten die Astronomen eine lange Zeit. JOHANN FRANZ ENCKE (1791-1865) erhielt schließlich nach langwierigen Rechnungen für 1 AU eine Entfernung von 152.2 Millionen km (moderner Wert 149.6 Millionen km).



10.2. Sonnenaufgang mit Venus am 6. Juni 2012.

Die Erforschung der Venus mit Raumsonden

Die Venus war eine der ersten Ziele autonom arbeitender Planetensonden und in den sechziger - und siebziger Jahre bevorzugtes Ziel sowjetischer Raumsonden. Bemerkenswert sind hier insbesondere die ersten Landungen, die unser Bild von der Venus völlig revidiert haben. Von den 28 als geglückt geltenden Venusbesuchen entfallen 18 auf die damalige Sowjetunion, 9 auf die Vereinigten Staaten (darunter die vollständige Radar-Kartographie durch die Magellan-Sonde) und eine auf die ESA (Stand 2008). Dazu gehören auch die sechs Vorbeiflüge, die alle den *swing by*-Effekt ausnutzten um entweder Merkur (Mariner 10, Messenger), den Kometen Halley (Vega 1 und 2) oder die äußeren Planeten (Galileo, Cassini) zu erreichen.

Gegenwärtig erforscht die ESA-Sonde Venus Express die Atmosphäre der Venus. Ihre Primärmission ist eben (2008) bis zum Mai 2009 verlängert worden. Weitere Venussonden sind für 2010 (Japan) und 2016 (Rußland) geplant.

Während manche Science Fiktion - Autoren vor 60 Jahren noch (mehr oder weniger) ernsthaft darüber spekulierten, ob es auf der wolkenverhangenen Venus dichte Regenwälder mit exotischen Tieren und Pflanzen gibt, haben die Planetenmissionen ein völlig neues und so nicht vermutetes Bild diese Planeten ermöglicht, daß mehr Rätsel aufwirft als Antworten gegeben werden können.

In der folgenden Tabelle werden nur die als erfolgreich geltenden Missionen aufgelistet (das Datum entspricht dem Startdatum)

Venus

Mission	Resultate
Venera 1 Sonde 12.2.1961, UdSSR	Erreicht Venus, jedoch keine Ergebnisse (Kommunikationsabbruch)
Mariner 2 Vorbeiflug 27.8.1962, USA	Vorbeiflug in 35000 km Entfernung, heiße Planetenoberfläche
Venera 2 Vorbeiflug 12.11.1965, UdSSR	Vorbeiflug in 23950 km Entfernung, keine Meßdaten
Venera 3 Landung 16.11.1965, UdSSR	Erste Landung, aber keine Meßdaten (Kommunikationsabbruch 17 Tage vor der Ankunft)
Venera 4 Landung 12.6.1967, UdSSR	Erste erfolgreiche Atmosphärensonde. Chemische Zusammensetzung der Atmosphäre (90-95% CO_2), Temperatur, Druck und Windgeschwindigkeit (50 – 25 km über der Nachtseite des Planeten)
Mariner 5 Vorbeiflug 14.6.1967, USA	Vorbeiflug in 3990 km Entfernung. Kein Magnetfeld. UV-Messungen
Venera 5 Landung 5.1.1969, UdSSR	Erfolgreiche Atmosphärensonde. Missionsdesign und Ergebnisse entsprechen Venera 4 (Eintritt auch über der Nachtseite)

Mission	Resultate
<p>Venera 6 Landung 10.1.1969, UdSSR</p>	<p>Erfolgreiche Atmosphärensonde (Eintritt über der Nachtseite).</p>
<p>Venera 7 Landung 17.8.1970, UdSSR</p>	<p>Erste erfolgreiche Landung auf der Oberfläche (15.12.1970). Oberflächentemperatur 747 K. 23 Minuten werden Daten übermittelt.</p>
<p>Venera 8 Landung 27.3.1972, UdSSR</p>	<p>Landung am 22.7.1972. Temperatur 743 K. Oberflächendruck 93 bar. Analyse der Oberflächengesteine. 50 min Datenübermittlung.</p>
<p>Mariner 10 Vorbeiflug 3.11.1973, USA</p>	<p>Fliegt in 5310 km Entfernung auf seinem Weg zu Merkur an Venus vorbei. Untersuchung der Venusatmosphäre (UV, IR, hochauflösende Aufnahmen von Wolkenstrukturen).</p>
<p>Venera 9 Orbiter Lander 8.6.1975, UdSSR</p>	<p>Landung auf der Tagseite (22.10.1975). Erste Schwarz-Weiß-Aufnahme des Landeplatzes. Sendet 53 min Meßdaten. Analyse der Oberflächengesteine. Orbiter untersucht die Venus aus der Umlaufbahn (Spektrometrie, Photopolarimetrie, IR-Radiometrie u.a.)</p>
<p>Venera 10 Orbiter Lander 14.6.1975, UdSSR</p>	<p>Landung am 25.10.1975. Ergebnisse ähnlich Venera 9. Beim Abstieg Entdeckung von drei deutlich unterscheidbaren Wolkenschichten.</p>
<p>Pioneer 12 Orbiter 20.5.1978, USA</p>	<p>Untersuchung der mittleren und unteren Atmosphäre aus der Umlaufbahn. Erste Radarkartierung der Oberfläche. Findet Anzeichen für Blitze in der Venusatmosphäre.</p>

Venus

Mission	Resultate
<p>Vega 2 Vorbeiflug Lander, Ballon 21.12.1984, UdSSR</p>	<p>Mission identisch Vega 2.</p>
<p>Magellan Orbiter 4.5.1989, USA</p>	<p>Kartographiert über 4 Jahre hinweg die gesamte Planetenoberfläche mit Seitensichtradar bei einer Auflösung von 120 – 220 m pro Pixel. Wichtigste Mission für die Erforschung der Oberflächenmorphologie der Venus.</p>
<p>Galileo Vorbeiflug 18.10.1989, USA</p>	<p>Flyby bei ihrem Weg zum Jupiter. Untersuchung der Venusatmosphäre mit den wissenschaftlichen Instrumenten an Bord.</p>
<p>Cassini Vorbeiflug 15.10.1997, USA</p>	<p>Flyby bei ihrem Weg zum Saturn. Untersuchung der Venusatmosphäre mit den wissenschaftlichen Instrumenten an Bord.</p>
<p>Messenger Vorbeiflug 3.8.2004, USA</p>	<p>Flyby bei ihrem Weg zum Planeten Merkur. Untersuchung der Venusatmosphäre in verschiedenen Spektralbereichen.</p>
<p>Pioneer 13 Sonde , Bus 8.8.1978, USA</p>	<p>Der Bus bringt 4 Sonden in die Venusatmosphäre, welche bei ihrem Abstieg bis zu ihrer Zerstörung Meßdaten über die Atmosphäre zur Erde funkten. Anomalien in der Isotopenzusammensetzung von Edelgasen. Messung eines unerwarteten D/H –Verhältnisses.</p>
<p>Venera 11 Vorbeiflug Lander 9.9.1978, UdSSR</p>	<p>Landung am 25.12.1978 auf der Tagseite. Während des Abstiegs Analyse der Atmosphäregase und ihrer physikalischen Parameter. UV-Messungen vom Orbiter aus.</p>

Mission	Resultate
<p>Venera 12 Vorbeiflug Lander 14.9.1978, UdSSR</p>	<p>Design und wissenschaftliche Ergebnisse wie Venera 11. Landung am 21.12.1978 auf der Tagseite der Venus.</p>
<p>Venera 13 Vorbeiflug Lander 30.10.1981, UdSSR</p>	<p>Landung am 1.3.1982 auf der Tagseite und Übermittlung der ersten Farbaufnahmen von der Planetenoberfläche.</p>
<p>Venera 14 Vorbeiflug, Lander 4.11.1981, UdSSR</p>	<p>Design und wissenschaftliche Ergebnisse wie Venera 13. Landung am 5.3.1982 auf der Tagseite der Venus.</p>
<p>Venera 15 Orbiter 2.6.1983, UdSSR</p>	<p>Erste großflächige Radarkartierung der Venusoberfläche zwischen Nordpol und 30° nördlicher Breite mit einer Auflösung von 1 bis 2 km.</p>
<p>Venera 16 Orbiter 7.6.1983, UdSSR</p>	<p>Gleiches Design wie Venera 15 und gleiche wissenschaftliche Aufgaben. Das vom Orbiter mitgeführte IR-Spektrometer fällt aus.</p>
<p>Vega 1 Vorbeiflug Lander, Ballon 15.12.1984, UdSSR</p>	<p>Flyby an der Venus auf dem Weg zum Halley'schen Kometen. Setzt dabei einen Ballon und einen Lander auf der Nachtseite des Planeten ab. Messung der atmosphärischen Dynamik.</p>
<p>Venus Express Orbiter 9.11.2005, ESA</p>	<p>Detaillierte Untersuchung der Venusatmosphäre und ihrer Dynamik (Superrotation, Treibhauseffekt). Suche nach seismischen und vulkanischen Aktivitäten mit den Methoden der Fernerkundung.</p>

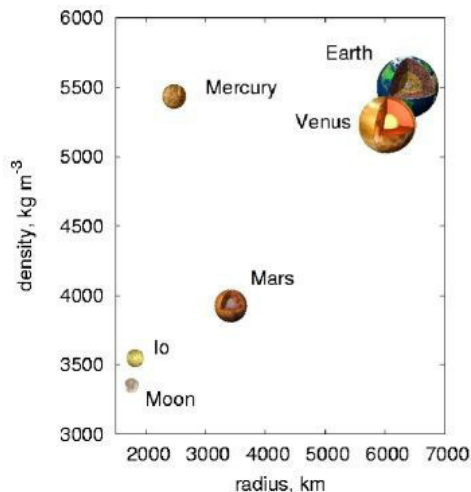
Venus

Eine Mission soll hier besonders herausgestellt werden. Es handelt sich um die Sonde Magellan, die am 10. August 1990 die Venus erreichte und bis zum 12. Oktober 1994 kontinuierlich Daten lieferte, bis sie an diesem Tag in der Venusatmosphäre verglühte. Sie hatte ein *Synthetic Aperture Radar* (SAR) an Bord, mit dessen Hilfe sich die Venusoberfläche trotz der für optische Strahlung undurchdringlichen Dunstschichten mit hoher Auflösung (~ 150 m / pro Pixel) kartieren ließ. Während der 4-jährigen Missionsdauer konnten mit diesem Radar immerhin 98% der gesamten Oberfläche bildmäßig erfasst und mit Hilfe eines Altimeters auch Höhenprofile der überflogenen Gebiete erstellt werden. Auf diesen Radarkarten beruhen zum großen Teil unsere Kenntnisse über die Morphologie und Geologie dieses Planeten, über die in diesem Buch zusammenfassend berichtet wird.

Alle Angaben über die chemische Beschaffenheit der Gesteine der Venusoberfläche stammen von den außergewöhnlich erfolgreichen sowjetischen Landemissionen zwischen 1970 und 1984.

Innerer Aufbau

Dadurch, daß die Venus nur geringfügig kleiner als die Erde ist und auch ihre mittlere Dichte sich kaum von der des Planeten Erde unterscheidet (sie ist gerade einmal 5% geringer als die der Erde), ist es eine gute Arbeitshypothese anzunehmen, daß auch ihr innerer Aufbau weitgehend dem der Erde gleicht.



- 10.3. Im Radius-Dichte-Diagramm liegen Erde und Venus dicht beieinander, was auf einen weitgehend identischen inneren Aufbau hinweist. Quelle DLR

Einige „Vermutungen“ über das Innere lassen sich aber durchaus auch aus der Analyse der Oberflächenmorphologie gewinnen (z.B. über die Lithosphärendicke sowie über die mögliche Zusammensetzung und Dynamik des Planetenmantels). Sie bleiben aber solange relativ vage, wie man keine seismischen Messungen sowie Informationen über den realen Wärmestrom aus dem Inneren der Venus zur Verfügung hat. Aufgrund der recht unfreundlichen Oberflächenbe-

Venus

dingungen bezüglich Druck und Temperatur sind jedoch solche Messungen auch in der überschaubaren Zukunft kaum zu erwarten, so daß man weiterhin auf Modellvorstellungen angewiesen ist, die weitgehend auf irdischen Analogien beruhen.

Leichtes Defizit an Metallen im Vergleich zur Erde

Betrachtet man anstelle der mittleren Dichte die sogenannte „entspannte Dichte“ (das ist die mittlere Dichte, die ein Planet haben würde, wenn man die Kompressionswirkung von dessen eigener Schwerkraft heraus rechnen würde), dann zeigt sich, daß selbst dann, wenn beide Planeten genau den gleichen Durchmesser hätten, die Venus etwas „leichter“ als die Erde wäre. Man erklärt sich diese Defizit an Metallen mit der Theia-Hypothese, nach der die Erde während des sogenannten Mondimpaktes den Metallkern der etwa marsgroßen „Theia“ übernommen hat, während ein Teil des Erdmantels sich zusammen mit den Resten von Theia zum Erdmond formte.

Kern – Mantel – und Kruste

Es besteht größtenteils Konsens unter den Planetologen, daß die Venus eine ähnliche chemische Zusammensetzung aufweist wie die Erde und auch genauso vollständig ausdifferenziert ist. Diese Annahme ist berechtigt, da Venus und Erde ungefähr in der gleichen Zone der interplanetaren Scheibe um die Ursonne vor ungefähr 4.6 Milliarden Jahren entstanden sind und beide Himmelskörper vergleichbare Massen und mittlere Dichten besitzen.

Venus besteht demnach aus einem metallischen inneren Kern (flüssig), einem mächtigen Gesteinsmantel und einer basaltischen Kruste, wobei die Kruste im Gegensatz zur Erde keine verschiebbaren Großplatten aufweist und dementsprechend auch keine tektonischen Strukturen in Form von Faltegebirgen und Subduktionszonen besitzt. Anhand von Oberflächenmerkmalen schätzt man, daß sich die

Lithosphären-Mantel-Grenze in ungefähr 70 - 100 km Tiefe befindet. Aus Modellrechnungen (ZHARKOV, 1992) folgt weiterhin, daß man die Kern-Mantel-Grenze bei einer Tiefe von ~2840 km ansetzen muß. Der Mantel selbst besteht demnach aus 4 Zonen unterschiedlicher mineralogischer Struktur (Hochdruckphasen):

Oberer Mantel	70-480 km	Olivinstruktur
Oberer mittlerer Mantel	480-760 km	Spinellartige Struktur
Unterer mittlerer Mantel	760-1000 km	Ilmenit bzw. perovskitartige Struktur
Unterer Mantel	1000-2840 km	Perovskitartige Struktur
Kernzone	2840-6050 km	Eisen, Nickel

Es gilt außerdem als wahrscheinlich, daß die Temperaturen im Innern etwas höher sind als im Inneren der Erde, was sich aber schwer verifizieren läßt. Es gibt aber eine Reihe indirekter Hinweise darauf.

Keine Plattentektonik

Eine der überraschendsten Ergebnisse der näheren Untersuchung der Venusoberfläche mit Radarmethoden war die Entdeckung, daß es hier offensichtlich keine Plattentektonik wie auf der Erde gibt. Aufgrund der großen Ähnlichkeit in den physikalischen Parametern beider Planeten hatte man dies eigentlich erwartet. Was man vorfand war eine einzige, starre, durch Vulkanismus überformte Lithosphäre, die keinerlei Anzeichen von Plattenbildung oder irgendwelchen größeren horizontalen Verschiebungen zeigte. Wie die Untersuchungen der sowjetischen Venuslander ergeben haben, besteht diese zusammenhängende Kruste aus Basalten, die trotz der hohen Oberflächentemperaturen sehr fest und steif sein müssen und so gut wie kein Wasser enthalten. Wasser bestimmt bekanntlich auf der Erde maß-

Venus

geblich die physikalischen Eigenschaften von Magmen, insbesondere ihre Schmelztemperatur sowie ihre Fließfähigkeit (Viskosität). Die Venus hat jedoch den überwiegenden Teil ihres primordialen Wassergehalts im Laufe ihrer Geschichte verloren, so daß man es in ihrem Mantel mit relativ „trockenen“ Magmen zu tun hat.



10.4. Schematische Darstellung des inneren Aufbaus der Venus. Quelle NASA

Laborexperimente haben außerdem ergeben, daß an der Oberfläche anliegende „trockene“ Basalte trotz der hohen Temperaturen fester sind als irdische Basalte. Man kann auch davon ausgehen, daß im Bereich der Grenzfläche zwischen Kruste und Mantel Basalt aufgrund des hohen Druckes als Eklogit vorliegt, welches die Kruste im unteren Bereich stabilisiert und damit auch bei konvektiver Belastung das Zerbrechen in einzelne Platten verhindert.

Es gibt wahrscheinlich keine Asthenosphäre

Auf der Erde schwimmen die hauptsächlich aus spezifisch leichten Graniten aufgebauten Kontinentalkerne auf einer fließfähigen Schicht des oberen Mantels, die als Asthenosphäre (d.h. einer „Schicht ohne Festigkeit“) bezeichnet wird. Ihre Fließfähigkeit erhält sie durch einen geringen Prozentsatz eingelagerter Schmelzen, die das Resultat einer partiellen Aufschmelzung sind. Auf der Venus scheint es diese Schicht aufgrund des verschwindenden Wassergehalts im Gestein nicht zu geben. Auch gravimetrische Messungen aus der Umlaufbahn (Pioneer Venus, Magellan) deuten auf diesen Sachverhalt hin. Die Venuskruste scheint durch einen quasi festen Mantel, in dem es so gut wie keine Konvektionsströmungen mehr gibt, gestützt zu werden. Ob es jedoch in der fernen Vergangenheit einmal Mantelkonvektion mit Plattentektonik gegeben hat, ist noch Gegenstand der Forschung und nicht unwahrscheinlich. Insbesondere deutet das globale „*resurfacing*“ der Venusoberfläche vor 600 bis 800 Millionen Jahren auf eine thermisch bedingte periodische Veränderung der Manteldynamik hin (*mantle overturn*). Darunter versteht man das Wechseln zwischen aktiven und stagnierenden Phasen der Mantelkonvektion mit jeweils zunehmenden oder abnehmenden Oberflächenvulkanismus.

Kein Dynamo – kein Magnetfeld

Venus besitzt kein intrinsisches Magnetfeld. Das bedeutet, daß in ihren inneren flüssigen Kernbereichen offensichtlich kein Dynamoeffekt (mehr) auftritt. Dafür sind zwei Gründe denkbar: Einmal, daß sich aufgrund eines anderen inneren thermischen Regimes keine dafür notwendigen Strömungen im Venuskern (oder, wie bei der Erde, in einer flüssigen Schale um den inneren Kern) ausbilden können. Das kann z.B. dann der Fall sein, wenn entweder die Temperaturen zu hoch oder der Druck in diesen Bereichen zu gering ist (STE-

Venus

VENSON, 1983). Außerdem kann dabei auch das Fehlen eines festen zentralen Kerns eine Rolle spielen, wie man aus den Messungen der Magellan-Sonde gefolgert hat.

Der zweite Grund (und er ist weitaus plausibler) ist in der außergewöhnlich große Rotationsperiode der Venus von 243 Tagen zu suchen. Die Rotationsgeschwindigkeit ist demnach einfach viel zu klein, um mittels des Dynamoeffekts im Inneren der Venus ein nennenswertes Magnetfeld zu erzeugen. Dagegen besitzt die Venus ein schwaches induziertes Magnetfeld, welches durch elektrische Ströme in deren Ionosphäre aufgebaut wird.

Wärmefluß an der Oberfläche

Konkrete Angaben für den permanenten Wärmefluß aus dem Innern der Venus gibt es nicht. Es sind nur Abschätzungen möglich, die sich auf den gegenwärtigen Wärmeverlust der Erde beziehen ($\sim 82 \text{ mW/m}^2$). Dabei ist zu berücksichtigen, daß auf der Venus ein wesentlicher Bestandteil der Mantelkühlung der Erde fehlt, die Plattentektonik. Sie bindet etwa die Hälfte des Wärmeflusses. Bei der Venus wird dagegen der Wärmefluß durch die Wärmeleitung durch die basaltische Kruste begrenzt, weshalb der Wärmefluß auch nur $\sim 1/4$ des irdischen Wertes ausmacht.

Der Wärmehaushalt von Venus ist ein entscheidender Faktor, um die spezifische Oberflächenmorphologie des Planeten, die ja weitgehend endogenen Prozessen (d.h. dem Vulkanismus) geschuldet ist, erklären zu können. Die weitgehend vulkanisch geprägte Venustopographie weist ja explizit darauf hin, daß es offensichtlich längere Zeiträume in der Entwicklungsgeschichte der Venus gegeben haben muß, wo der Wärmefluß aus dem Inneren gering war (wodurch sich aufgrund des radioaktiven Zerfalls und der isolierenden Wirkung der Kruste der Mantel aufheizte), und kürzere Zeiträume, wo es zu groß-

räumiger vulkanischer Tätigkeit gekommen ist, bei der diese Mantelüberhitzung wieder abgebaut wird. Eine Periodizität dieser beiden konkurrierenden Phasen ist nicht auszuschließen (man schätzt eine Periode in der Größenordnung von 1 Ga), aber schwer nachzuweisen. Jede *Resurfacing*-Phase löscht ja quasi die Erinnerung an vorangegangene Phasen aus und es ist deshalb schwierig, eventuell noch überdauernde Relikte davon aufzufinden.

Oberfläche der Venus



- 10.5. Durch die Anwendung der Radartechnik lassen sich von der Erde aus Details in der Größenordnung von einigen Kilometern auf der Venus erfassen. Diese Bild der Venusoberfläche wurde mit Hilfe des 305-Meter Radioteleskops der Cornell-Universität in Arecibo auf Puerto Rico und dem Robert C. Byrd-Radioteleskop in Green Bank (West Virginia, 100 m Durchmesser) gewonnen. Quelle Cornell University, NRAO

Radarbeobachtungen von der Erde aus

Die ersten Informationen über die Struktur der Venusoberfläche erhielt man in den fünfziger und sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts mit Hilfe der Radar-Echo-Methode von der Erde aus. Zum Einsatz kam dafür u.a. das 305-m Radioteleskop in Arecibo und die Parabolantennen von Goldstone in Kalifornien. Untersucht wurden die großräumigen Reflexionseigenschaften der Oberflächengesteine im Zentimeterwellenbereich. Außerdem wurde versucht, mit Hilfe von interferometrischen Messungen Informationen über die Höhe der Strukturen zu erhalten. Elektromagnetische Wellen zwischen 3 und 30 Zentimeter haben die Eigenschaft, daß sie die dichte Venusatmosphäre ungehindert durchdringen können. Aus der in Richtung Erde reflektierten und von den Radioteleskopen wieder aufgefangene

nen Strahlung läßt sich nach einer aufwendigen Bearbeitung ein Bild von den unter den dichten Wolken verborgenen Oberflächendetails erhalten (detaillierte Angaben zur Radarastronomie finden Sie in Band 4).

Es zeigte sich, daß es einige Gebiete auf der Venus gibt, welche die Radarstrahlung besonders gut reflektieren. Sie erscheinen auf den Radarkarten hell und konnten mit Hochebenen oder Gebirgen identifiziert werden. Man hatte damals schon die auffälligsten Gebiete mit den ersten Buchstaben des griechischen Alphabets bezeichnet: Alpha-Regio und Beta-Regio. Dazu kommt noch ein ausgedehntes Gebirgsmassiv, das den Namen „Maxwell-Montes“ erhalten hat und sich über 10 Kilometer über das mittlere Niveau erhebt.

Nomenklatura der geologischen Formationen

Seit der vollständigen Kartierung des Planeten durch Magellan (USA) hat sich eine einheitliche Nomenklatur für die einzelnen „geologischen“ Landschaftsformen durchgesetzt. Erwähnenswert ist, daß (fast, denn JAMES CLERK MAXWELL war – ein Mann) alle Bezeichnungen mit weiblichen Götternamen, Namen von Nymphen oder Namen berühmter oder bekannter Frauen aller ethnischer Gruppen und Völker verbunden sind. Eine Konvention, die der Venus wahrlich gut zu Gesicht steht.

Im folgendem sollen die Begriffe zur Benennung geologischer Formationen vorgestellt und kurz ihre Bedeutung erklärt werden. Diese Begriffe kommen nicht nur bei der Venus zur Anwendung (wenngleich einige der geologischen Formationen nur auf diesen Planeten vorkommen), sondern man findet sie auch bei der Benennung von Formationen auf anderen Himmelskörpern wie dem Mond oder dem Merkur wieder.

Venus

Um eine topographische Oberflächenstruktur auf der Venus zu benennen, werden i.d.R. zwei einzelne Bezeichner verwendet. Dabei identifiziert der zweite Bezeichner die Art der Oberflächenstruktur während der erste Name ein Eigenname ist. Im Zuge der Gleichberechtigung der Geschlechter hat die IAU die Benennung von Venuslandschaften mit durchgängig weiblichen Namen nicht ganz durchgehalten. So gibt es neben dem riesigen Maxwell Montes z.B. auch den kleinen Krater „Billie Holiday“ ...

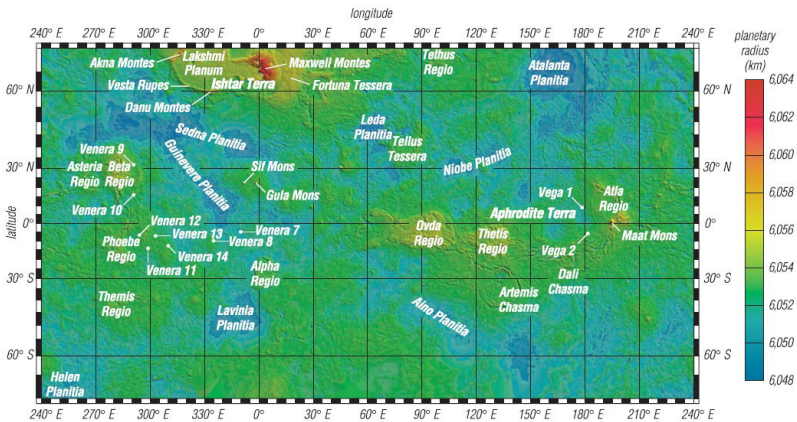
IAU-Nomenklatur der Oberflächentopographie der Venus

Bezeichnung	Beschreibung	Benennung nach	Beispiel
Chasma (Chasmata)	steilwandig begrenztes Tal, Canyon	Jagdgöttinnen	Devana Chasma
Collis (Colles)	Hügel	Meeresgöttinnen	Jurate Colles
Corona (Coronae)	Einbruchkrater	Göttinnen der Fruchtbarkeit	Fotla Corona
Crater	kreisförmige Depressionen, Impaktkrater	Berühmte Frauen der Geschichte	Advidar Crater
Dorsum (Dorsa)	Höhenrücken	Himmels- und Lichtgöttinnen	Frigg Dorsa
Farrum (Farra)	vulkanische Quellkuppen	Wassergöttinnen und Nymphen	Seoritsu Farra
Fluctus (Fluctus)	Lavastromfeld	Erdgöttinnen	Vut-Ami Fluctus
Fossa (Fossae)	langes, schmales und flaches Tal	Kriegsgöttinnen und Walküren	Karra-mahte Fossae
Linea (Lineae)	lineare Oberflächenform	Kriegsgöttinnen und Amazonen	Kalaipahoa Linea

Oberfläche

Mons (Montes)	Berg (Gebirge)	Göttinnen	Akna Montes
Patera (Paterae)	unregelmäßiger flacher Vulkankra- ter	Berühmte Frauen der Geschichte	Colette Pateria
Planitia (Planitiae)	Tiefebene mit Mareprägung	Mythologische Heldinnen	Atlanta Planitia
Planum (Plana)	Hochebene	Liebes- und Kriegsgöttinnen	Lakshmi Planum
Regio (Regiones)	Hochlage mit Kontinentalcha- rakter	Titaninnen	Alpha Regio
Rupes (Rupes)	Böschung, Steil- wand	Heim- und Herd- göttinnen	Vesta Rupes
Terra (Terae)	große Hochland- masse	Venus in verschie- denen Sprachen	Ishtar Terra
Tessera (Tesserae)	Hochlage mit Parkettstruktur	Schicksalsgöttinnen	Fortuna Tessera
Tholus (Tholi)	vulkanische Kup- pel	Göttinnen	Toci Tholus
Unda (Undae)	wellige Oberflä- chenform	Wüstengöttinnen	Ningal Undae
Vallis (Valles)	Tal	Flußgöttinnen	Baltis Vallis

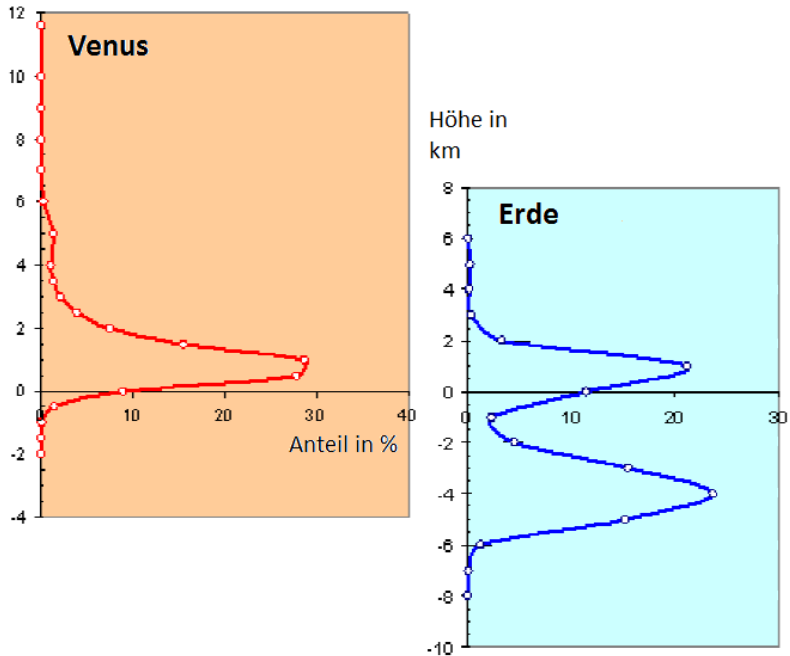
Venus



- 10.6. Oberflächenkarte der Venus, höhencodiert über die Farbe. Neben den Bezeichnungen der globalen Landschaften sind auch die Landstellen der einzelnen Raumflugmissionen eingezeichnet. Quelle NASA, JPL

Hypsometrie von Venus und Erde im Vergleich

Eine hypsografische Kurve veranschaulicht die prozentuale Verteilung der verschiedenen Höhenstufen einer Landschaft oder der Oberfläche eines ganzen Planeten oder Mondes. Mittels der Altimetermessungen der Magellan-Sonde konnte eine derartige Kurve für die Venus zusammengestellt werden. Sie zeigt im Gegensatz zur hypsografischen Kurve der Erde nur ein Maximum. Das bedeutet, daß im Großen ihr Relief weit weniger strukturiert ist als das der Erde. Während es bei der Erde zwei große Struktureinheiten gibt – die bis auf die *Ridges* relativ flache ozeanische Kruste sowie die Kontinentalblöcke, ist das bei der Venus offensichtlich nicht der Fall. Die Interpretation ist einfach: Auf der Venus gibt es offensichtlich keine Plattentektonik, die eine bimodale Hypsometrie wie bei der Erde erzwingt.



- 10.7. Die hypsometrische Kurve der Venusoberfläche ist im Gegensatz zu der der Erde monomodal. Die bimodale Form der Kurve für die Erde ist der Plattentektonik geschuldet und gibt die Höhenunterschiede der Kontinente und der ozeanischen Tröge wieder.

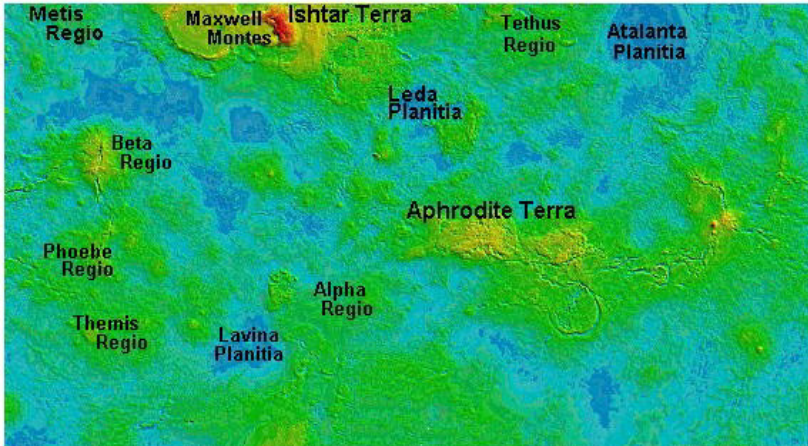
Anhand der Höhenmessungen lassen sich auf der Venus drei geomorphologische Provinzen ausmachen: Gebirgige Regionen mit einer Höhe zwischen 2 und 11.6 km machen etwa 8 % der Oberfläche aus. Hügelige Ebenen sind am weitesten verbreitet. Sie nehmen eine Fläche von ~65 % der Venusoberfläche ein und okkupieren den Höhenbereich zwischen 0 und 2 km. „Tiefländer“ (sie liegen unterhalb des mittleren Radius der Venus von 6051.5 km) sind mit einem Anteil von 27% am zweithäufigsten vertreten.

Venus

Der Höhenunterschied zwischen dem niedrigsten und dem höchsten Punkt der Venusoberfläche (Maxwell Montes) beträgt etwa 12.200 Meter; das sind rund zwei Drittel des maximalen Höhenunterschiedes der Erdkruste mit etwa 19.880 Metern (Marianengraben - Mt. Everest). Die größten Flächen nehmen, wie bereits erwähnt, hügelig strukturierte Ebenen mit einer mittleren Höhe von ca. 1500 m ein. Als eigentliche Hochländer können nur Aphrodite Terra und Ishtar Terra angesehen werden. Sie bilden gewissermaßen eine neue Art von Kontinentalblöcken, deren Größe mit der Größe der Kontinente Südamerika und Australien vergleichbar sind. Es handelt sich jedoch dabei nicht um „Kontinente“ im irdischen Sinn, sondern vielmehr um ausgedehnte und teilweise reich strukturierte Vulkanprovinzen. Auf Ishtar Terra befinden sich z.B. die Maxwell Montes, die mit fast 11 km Höhe die größten Berge der Venus sind.

Kurzer Überblick über die „Geographie“ der Venus

In diesem kurzen Abschnitt sollen die wichtigsten großräumigen geographischen Regionen der Venus vorgestellt und benannt werden. Es handelt sich dabei entweder um Kontinentalblöcke und reich strukturierte Hochländer (sie werden in der Regel als „Terra“ oder „Regio“ bezeichnet) sowie um große Tiefebene(n) (die „Planitia“), die mehrheitlich aus erstarrten Flutbasalten bestehen. Die folgende kleine Übersichtskarte wird auch in den folgenden Abschnitten verwendet, um darauf die Verteilung bestimmter geologischer Formationen (z.B. Vulkane) darzustellen.



- 10.8. Die wichtigsten großen Kontinentalblöcke, Hochländer und Tiefebene der Venus. Die Höhe ist farbcodiert. „Blau“ bedeutet dabei „tief liegendes Gebiet“, während „grün“, „gelb“ und „rot“ Hochländer markieren.

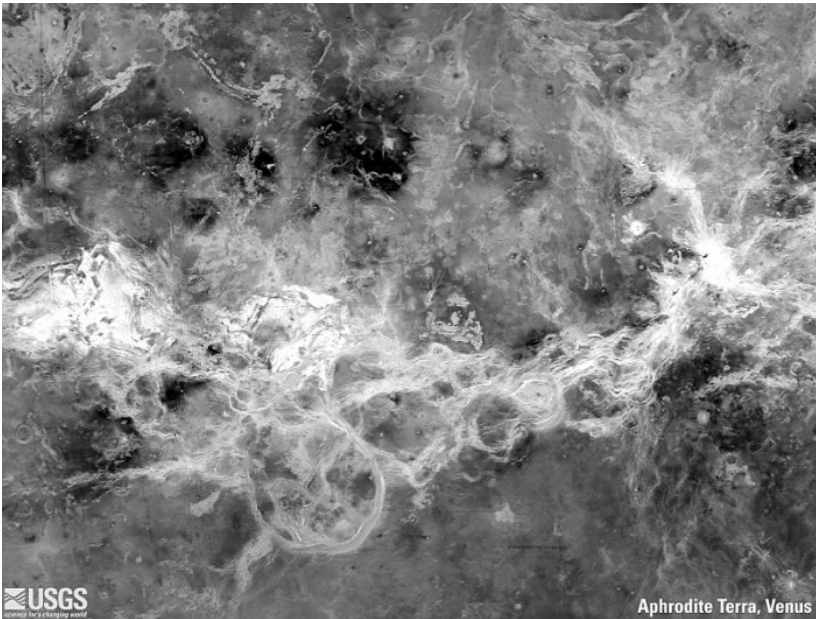
Ishtar Terra

Kleineres und nördlichstes der beiden größten Kontinentalblöcke der Venus (Größe entspricht ungefähr den Vereinigten Staaten oder Australien). Benannt nach der wichtigsten mesopotamischen Himmelsgöttin Ishtar / Inanna (Stichwort Ishtar-Tor in Babylon, zu besichtigen im Pergamonmuseum auf der Berliner Museumsinsel). Im Westteil befindet sich ca. vier Kilometer über dem Nullniveau die einzigartige Hochebene Lakshmi Planum. Darauf befinden sich die zwei imposanten Vulkanbauten Colette Patera und Sacajawea Patera, die noch im Einzelnen vorgestellt werden. Die Maxwell-Berge sind mit einer Höhe von bis zu 10.800 Kilometern über Normalnull die höchste Erhebung der Venus. Sie sind selbst von der Erde aus mit Planetenradar leicht nachzuweisen. Ihr Gipfel ist mit einer Temperatur von $\sim 380^\circ \text{C}$ auch der kälteste Ort der Venusoberfläche.

Venus

Aphrodite Terra

Ist das größte und ausgedehnteste Hochland auf der Venus, benannt nach der griechischen Göttin der Schönheit und der Liebe, Aphrodite. Ihre Fläche entspricht in etwa der von Südamerika. Aphrodite Terra zerfällt in zwei Regionen, Ovda Regio und Thetis-Regio. Manchmal wird auch noch das anschließende Hochland Atla Regio mit zu diesem Kontinentalblock gerechnet, auf dem sich eine ganze Anzahl großer Vulkane befinden

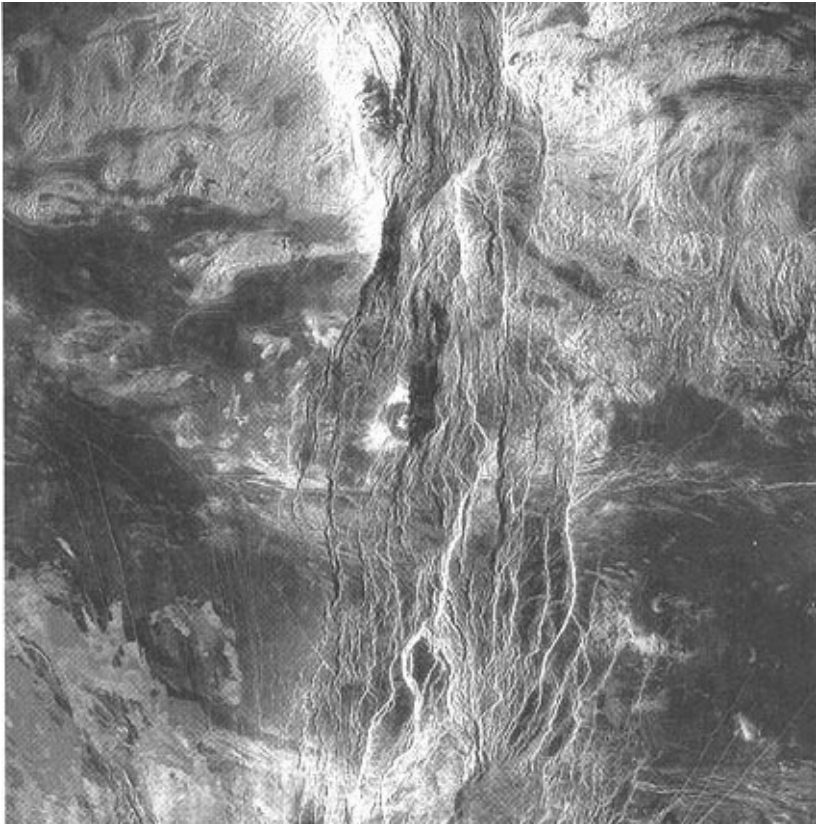


10.9. Magellan-Radarmosaik von Aphrodite Terra. Quelle NASA, USGS

Aphrodite Terra wird vom Venusäquator durchschnitten. Das Gebiet südlich von Thetis Regio prägt die Artemis Corona mit dem größten ringförmigen Grabensystem der Venus, Artemis Chasma.

Beta Regio

Stellt geologisch eine vulkanische Aufwölbung von ca. 2800 km Durchmesser dar. Sie wird dominiert durch den ca. 220 km großen und über 4000 m hohen Vulkan Theia Mons, der besonders gut Radarstrahlung reflektiert und deshalb bereits auf den ersten Radaraufnahmen von der Erde aus sichtbar war. Ein weiterer auffälliger Vulkan ist Rhea Mons. Er ist der nördliche Nachbar von Theia Mons.



10.10. Nördlicher Teil der Beta-Regio mit dem Vulkan Rhea Mons. Quelle NASA

Venus

Phoebe- und Themis Regio

Diese Hochländer sind von einer Vielzahl von Rissen durchzogen, zeigen eine Serie von canyonartigen Tälern und eine große Anzahl von vulkanischen Einbruchkratern (Coronae, z.B. Shulamite Corona, Semiramis Corona).

Atalanta Planitia

Eine der größten Tiefebene auf der Venus (Durchmesser ~2000 km). In ihr befindet sich die tiefste Stelle der Venusoberfläche (-1400 m). Das bemerkenswerteste Objekt in dieser tiefen Depression ist die ca. 600 km große Ringstruktur Nightingale Ovoid.

Alpha Regio

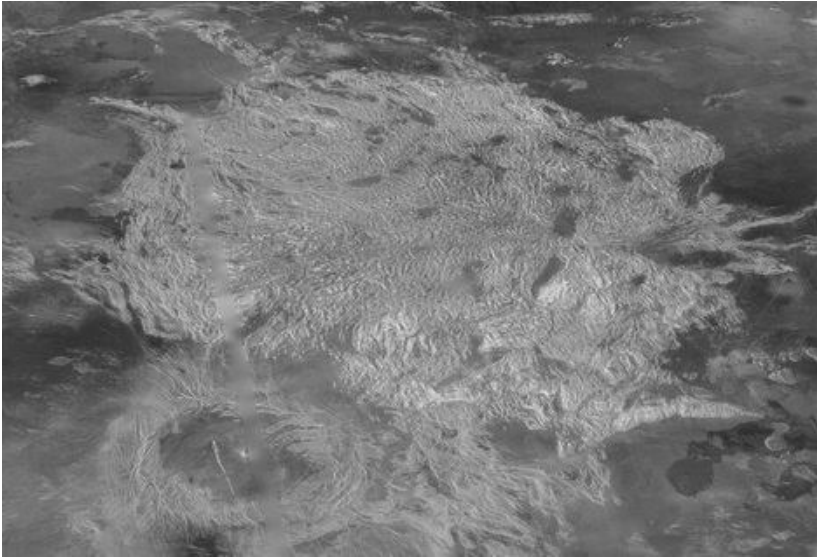
Ist eine ausgedehnte, insbesondere durch Tesserae geprägte Region mit einer Länge von ca. 1800 km, welches sich 1000 bis 2000 m über das Nullniveau erhebt. Es zeigt starke tektonische Beanspruchung und wird aus diesen und anderen Gründen als Rest einer sehr alten Oberfläche gehalten.

Leda Planitia

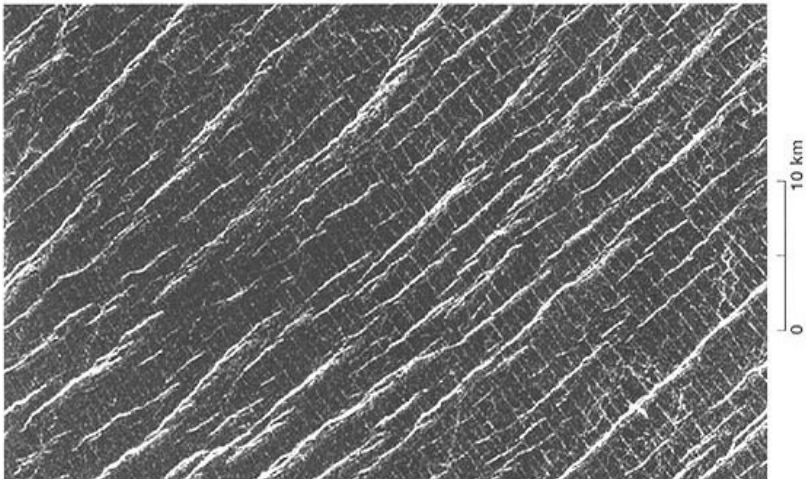
Die Geologie dieser Tiefebene zwischen dem nördlichen Ishtar Terra und dem äquatorialen Aphrodite Terra ist sehr abwechslungsreich. Man findet hier neben Tesserae Relikte von Magmaströmen sowie Vulkankrater (z.B. Hatchepsut Patera).

Guinevere Planitia

Diese langgestreckte Tiefebene erstreckt sich zusammen mit Navka Planitia und Tinatin Planitia zwischen Beta – und Phoebe Regio sowie dem Aphrodite Terra und endet oberhalb der Alpha Regio am



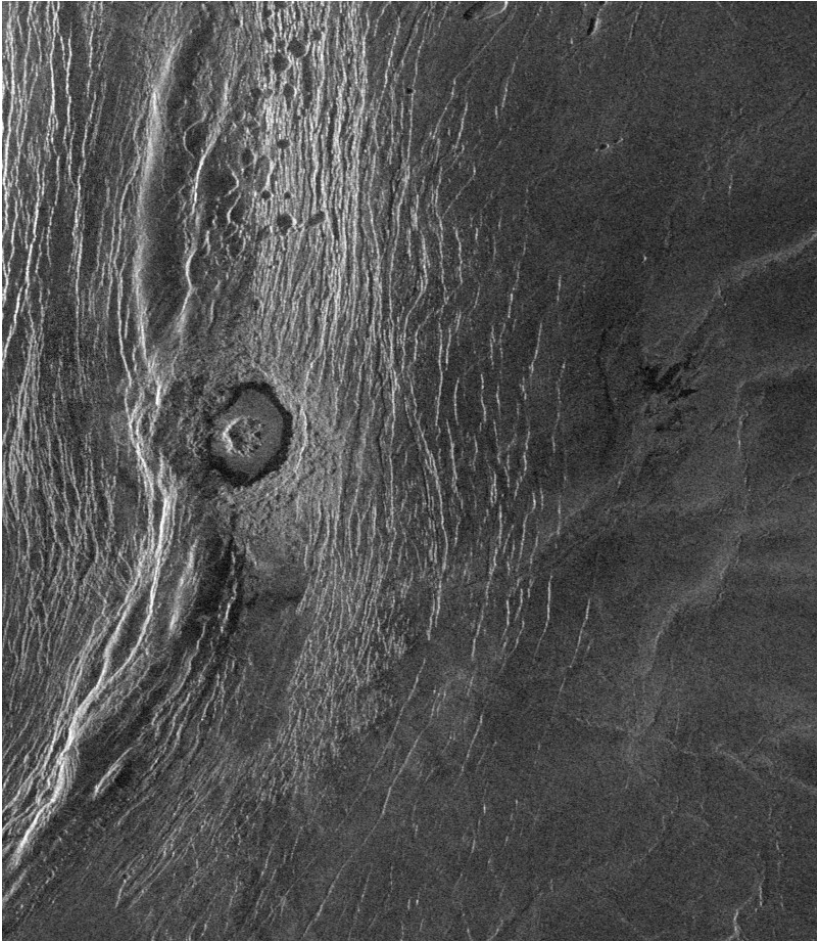
10.11. Teil der Alpha-Regio auf Venus in leichter Schrägsicht. Quelle NASA



10.12. Sogenannte „ridged plains“ in der Ebene Guinevere Planitia. Quelle NASA

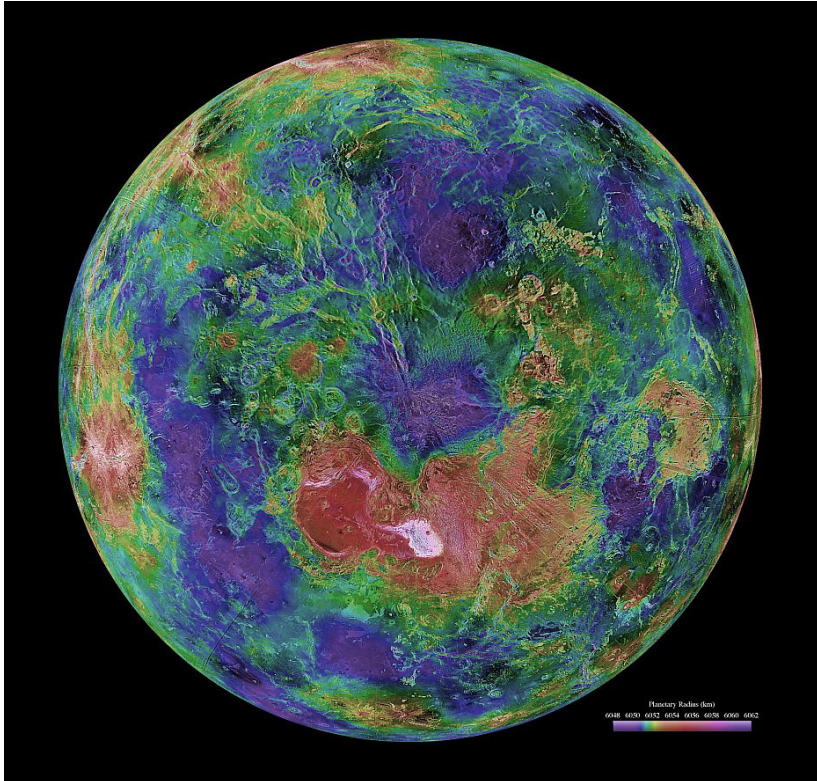
Venus

Äquator. Sie ist über 7000 km lang und enthält ein System von Gräben und Rissen. Außerdem beobachtet man viele verschiedene Formen ehemaliger vulkanischer Aktivitäten wie Schildvulkane, magmüberflutete Ebenen (die unter horizontalen Druck z.T. zerbrochen sind), kleine Domkrater sowie eine Anzahl von Coronae.



10.13. Impaktkrater Wanda im Gebiet der Akna Montes. Quelle NASA, JPL

Nördliche Hemisphäre der Venus

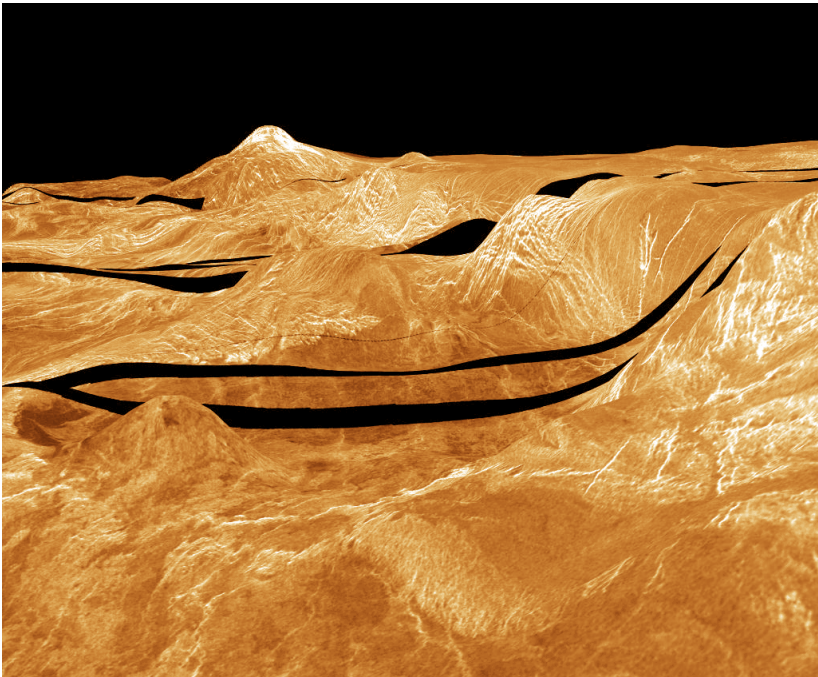


In dieser auf den Venusnordpol zentrierten Falschfarbendarstellung ist die Höhe in Form von Farben codiert (siehe Legende). Danach stellen die grün-rötlichen Gebiete Hochländer (unterhalb des Zentrums Ishtar Terra mit den über 10 km hohen und hier weiß dargestellten Maxwell Montes sowie links davon der beeindruckenden Hochebene Lakshmi Planum) und die tiefblauen Gebiete relativ flache Tiefebenen dar, die größtenteils unter der Normal-Null-Höhenlinie liegen.

Venus

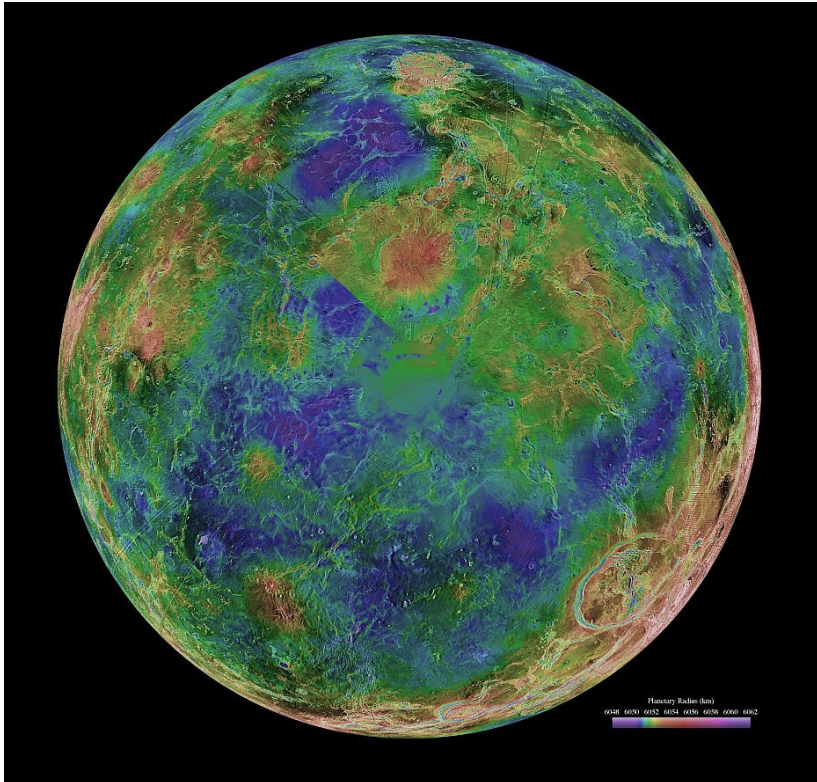
Das Hochland auf der linken Seite ist Beta Regio mit den Vulkanen Rhea und Theia Mons. Dazwischen erstreckt sich das hier dunkelblau dargestellte Guinevere Planitia bis hinunter zur Alpha Regio. Die Tiefebene im Bereich des Nordpols hat den Namen Snegurochka Planitia erhalten. Bei den ringförmigen Strukturen links davon handelt es sich um sogenannte Coronen, die während einer Phase starken Plume-Vulkanismus entstanden sind.

Rechts von Ishtar Terra ist das erdnußförmig verzerrte Tellus Tesserae auszumachen. Es handelt sich dabei um ein Gebiet starker tektonischer Beanspruchung.



10.14. Bereich des westlichen Ishtar Terra mit Blick (oben rechts) auf die Hochebene Lakshmi Planum. Quelle NASA

Südliche Hemisphäre der Venus



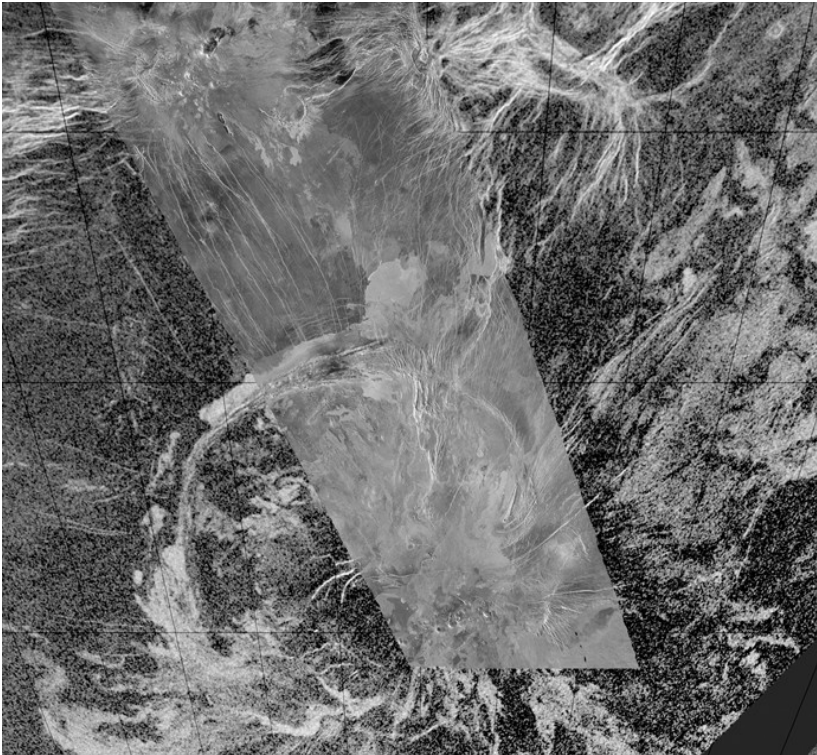
Am rechten unteren Teil der hier dargestellten südlichen Hemisphäre der Venus zieht sich am Äquator Aphrodite Terra mit dem riesigen, bogenförmigen Artemis Chasma entlang. Letztere hat einen Durchmesser von etwa 2100 km und stellt den Rangraben der größten Corona auf Venus dar, der Artemis Corona.

Das Hochland oberhalb des Südpols auf dieser Abbildung stellt das Lada Terra mit der ringförmigen Quetzalpetlatl-Corona dar. Sie hat einen Durchmesser von 780 km und ist damit die viertgrößte Corona

Venus

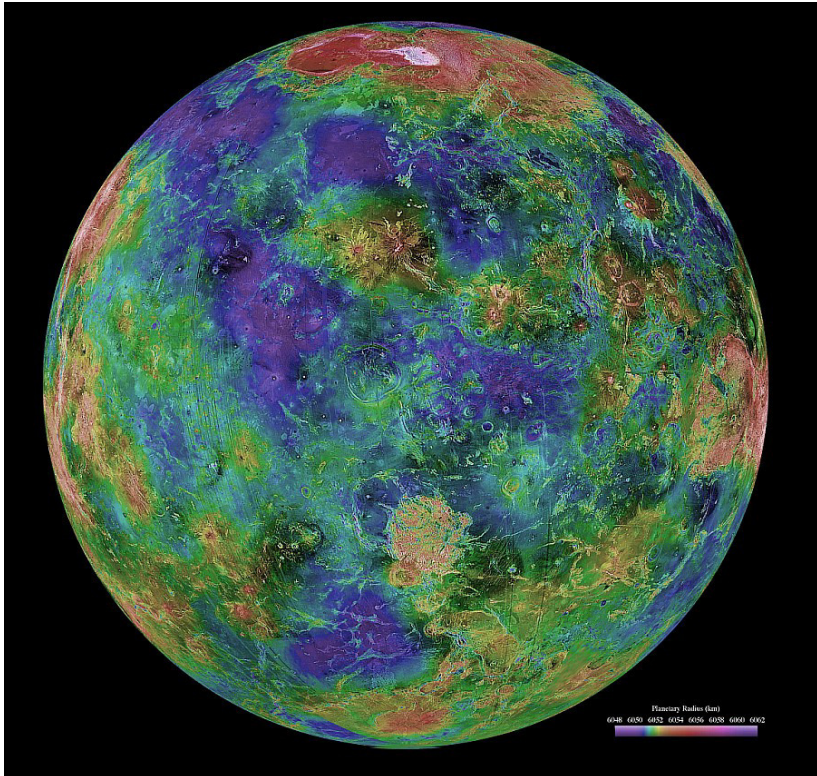
auf Venus. Benannt ist sie nach einer Fruchtbarkeitsgöttin des Volkes der Azteken. Darüber befindet sich als hellerer ovaler Fleck die Alpha Regio, eine typische, durch Tesserae geprägte Landschaft.

Im linken Bereich ist weiterhin Phoebe und Themis Regio mit einigen auffälligen Vulkanen wie z.B. dem Tefnut Mons erkennbar.



- 10.15. Komposit einer Radaraufnahme des Arecibo-Radioteleskops mit einer Serie von Magellan-Aufnahmen, welches die Quetzalpetlatl-Corona in der Lada Terra Region zeigt. Venus Express hat gerade in diesem Gebiet Temperaturanomalien festgestellt, die beweisen, daß Coronen anderes vulkanisches Material fördern als das Material, aus dem die umgebenden Ebenen bestehen. Quelle NASA, JPL

Äquatorregion der Venus, auf 0° östlicher Länge zentriert



Blick auf den Venusäquator bei einer Länge von 0°. Das Zentrum bildet die Tinian Planitia mit dem Krater Mead. Die helle Hochfläche genau südlich davon ist Alpha Regio, die durch ihr starkes Rückstrahlungsvermögen bereits bei den ersten Radaraufnahmen der Venus von der Erde aus aufgefallen war. Die Polkalotte dominiert Ishtar Terra mit den Maxwell-Montes.

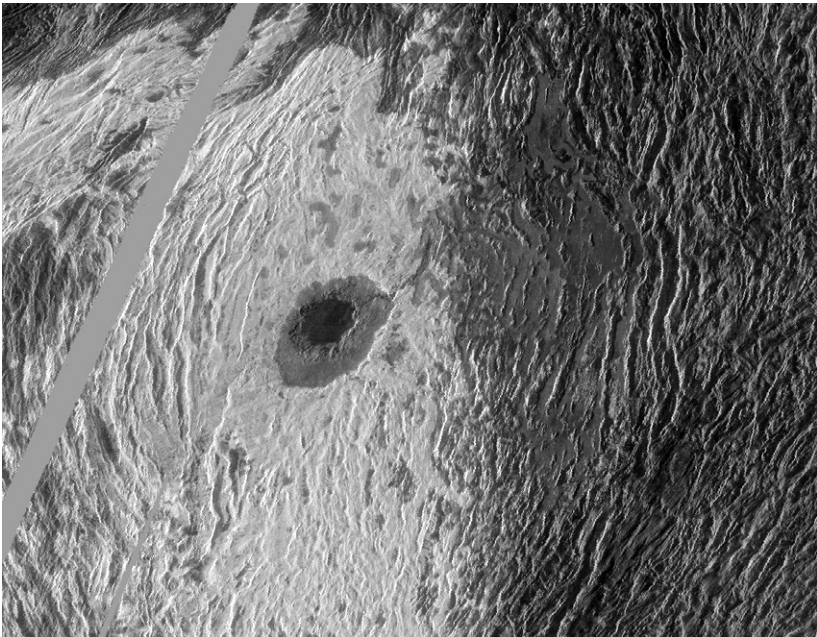
In den nördlichen subtropischen Breiten erkennt man links von der Mitte eine Vulkanregion mit den Vulkanen Sif- und Gula Mons und

Venus

rechts etwas nach Süden abgesetzt in der Eistla Region das Massiv der Sappho Patera.

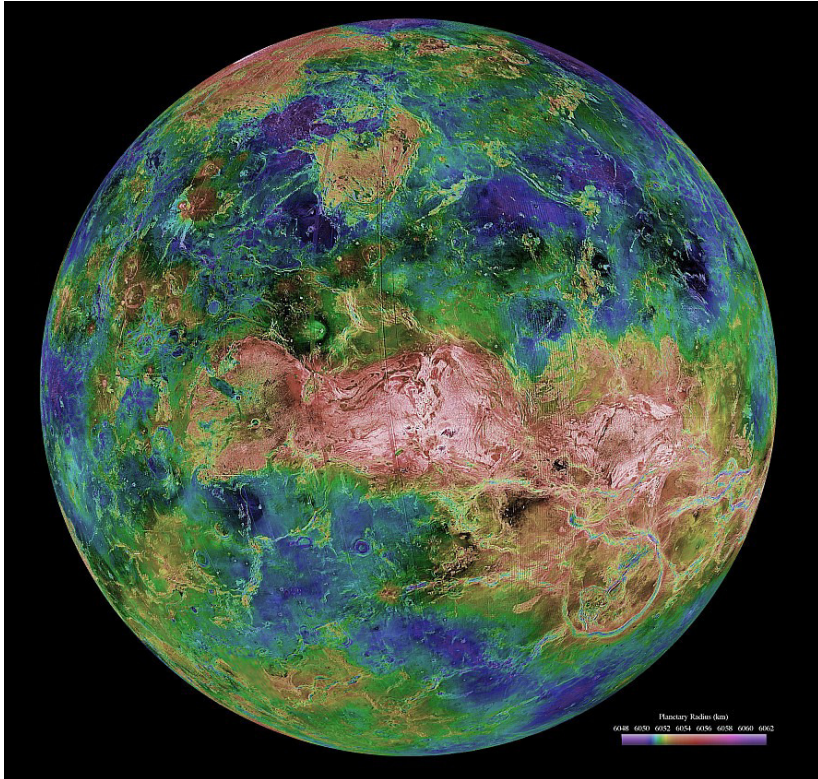
Die auffällige ringförmige Struktur fast in der Mitte stellt die Hang-o Corona dar, deren oberer Bogen das Heng-o Chasma bildet.

Am linken Rand sind Teile des Hochlands der Phoebe Regio und rechts am Rand die westlichen Ausläufer von Aphrodite Terra erkennbar. Links darüber lassen sich drei größere Ringstrukturen ausmachen und zwar Pavlova Corona, Calakomana Corona und Isong Corona. Südlich an Aphrodite Terra schließt sich die Tiefebene Aino Planitia an.



10.16. Westlicher Teil des Maxwell-Gebirges. Es überragt bis zu 11000 m die mittlere Höhe des Planeten. Im Zentrum ist der Cleopatra-Krater (Durchmesser 105 km) deutlich zu erkennen. Quelle NASA

Äquatorregion der Venus, auf 90° östlicher Länge zentriert

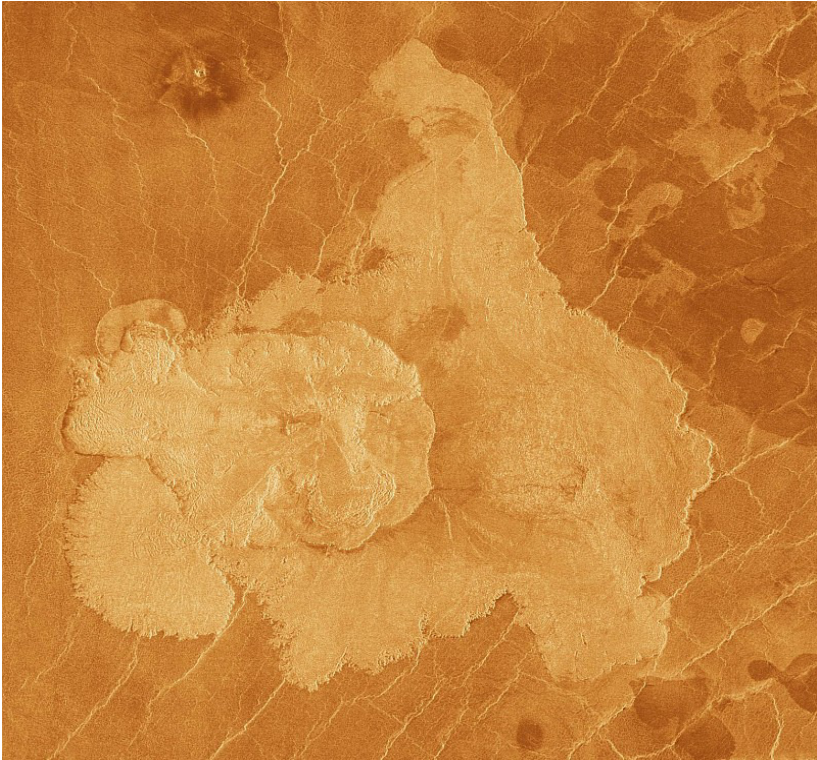


Dieser Kartenausschnitt wird durch Aphrodite Terra dominiert, unter dessen östlichen Ausläufer Thetis Regio sich die riesige ovale Talstruktur Artemis Chasma erstreckt. Sie ist mit einem Durchmesser von ~ 2100 km die bei weitem größte Corona des Planeten Venus.

Aphrodite Terra unterteilt sich in zwei Regionen, in Ovda Regio und östlich daneben, Thetis Regio. Diese beiden Regionen erstrecken sich ziemlich genau entlang des Äquators über eine Länge von über 10000 km.

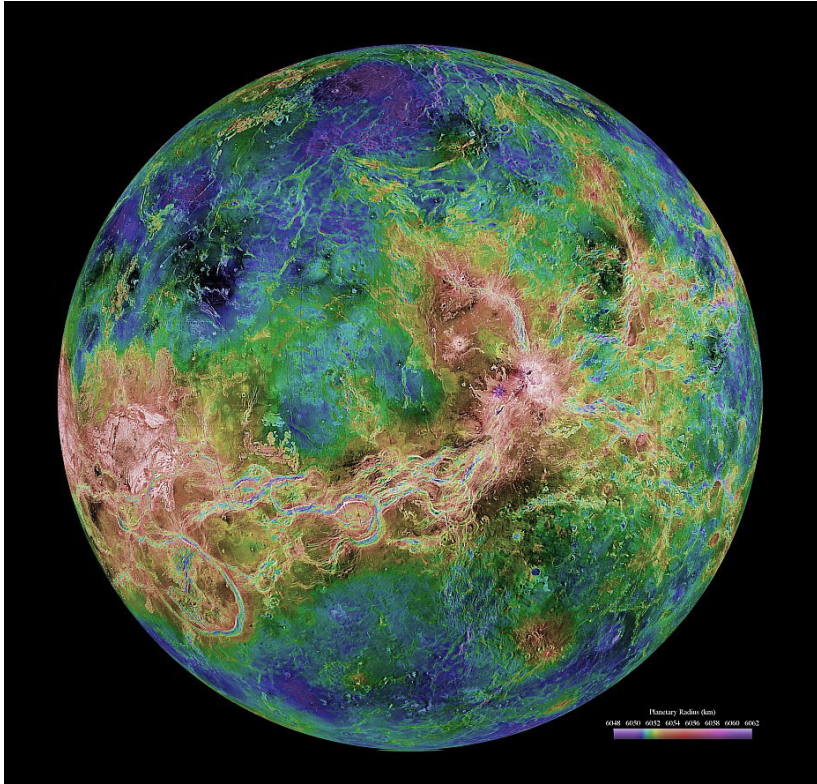
Venus

Die Tiefebene südwestlich von Aphrodite Terra wird als Aino Planitia bezeichnet. Weiter erkennt man in der nördlichen gemäßigten Zone wenig links vom Zentralmeridian die Hochebene Tellus Tesserae. Ihr schließt sich östlich die Tiefebene Niobe Planitia und Rusalka Planitia an.



- 10.17. Vulkan auf einer Ebene zwischen Artemis Chasma und der Imbr-Region. Deutlich zeichnen sich durch ihr unterschiedliches Reflektionsverhalten für Radarwellen die erstarrten Lavaflüsse auf dieser Magellan-Aufnahme ab. Quelle NASA, JPL

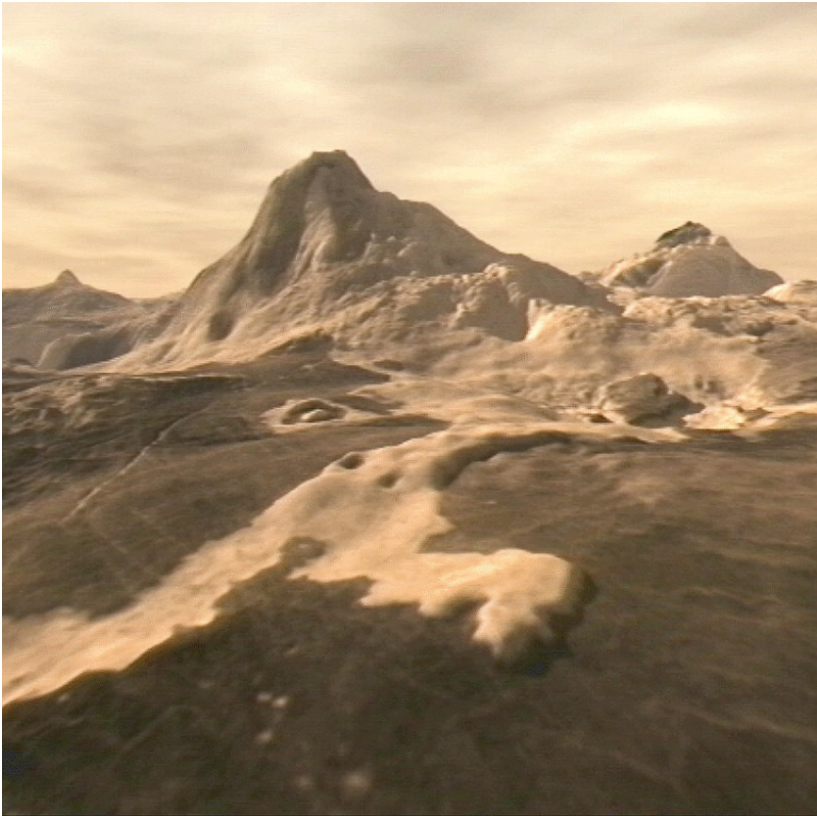
Äquatorregion der Venus, auf 180° östlicher Länge zentriert



Manchmal wird der östliche Ausläufer von Aphrodite Terra, die Atla Regio (sie dominiert in etwa die Zentralregion dieses Hemisphärenausschnitts), mit zu Aphrodite Terra gezählt. Sie ist durch große Grabenstrukturen und einer Anzahl großer Vulkanbauten charakterisiert, zu denen neben Sapas und Ozza Mons auch der größte Venusvulkan Maat Mons gehört (Höhe ~ 8 km über den mittleren Venusradius). Allein seine Caldera besitzt einen Durchmesser von 28×31 km.

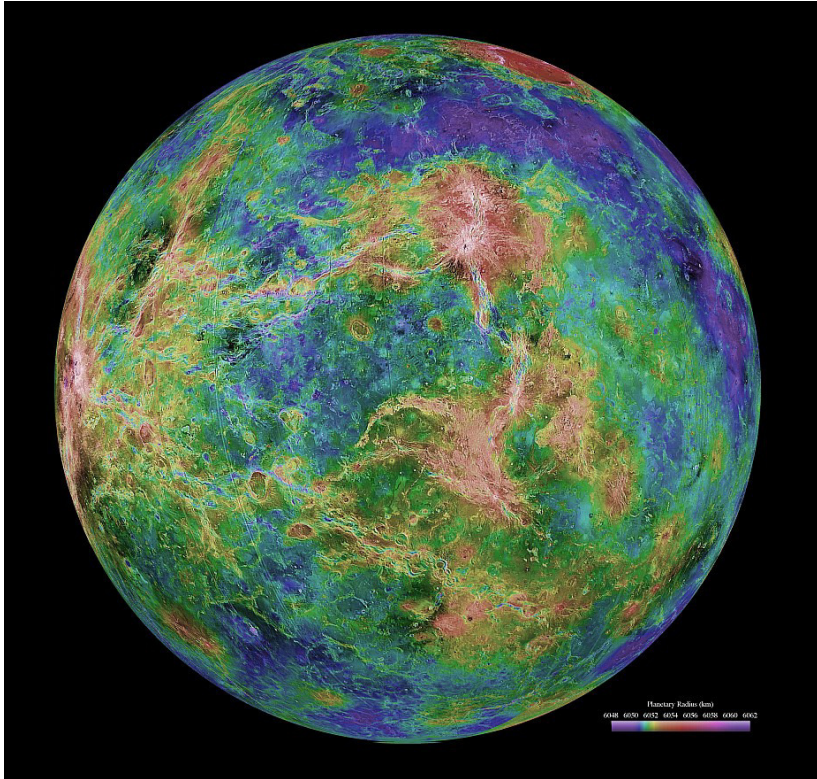
Venus

Der leicht herzförmige Einschnitt nahe dem Zentrum wird von der aus zwei ovalen Teilen bestehende Tiefebene Rusalka Planitia gebildet. Darunter erkennt man den riesigen Graben Dali Chasma. Rechts unten erkennt man einen „braunen Fleck“. Er kennzeichnet die Imdr Regio auf Venus. Knapp darüber kann man tiefblau den Impaktkrater Isabella erkennen.



10.18. Künstlerische Darstellung eines Blicks auf den Riesenvulkan Maat Mons, der auf der Venus eine Höhe von ~ 8 km über das mittlere Oberflächenniveau erreicht. Quelle NASA

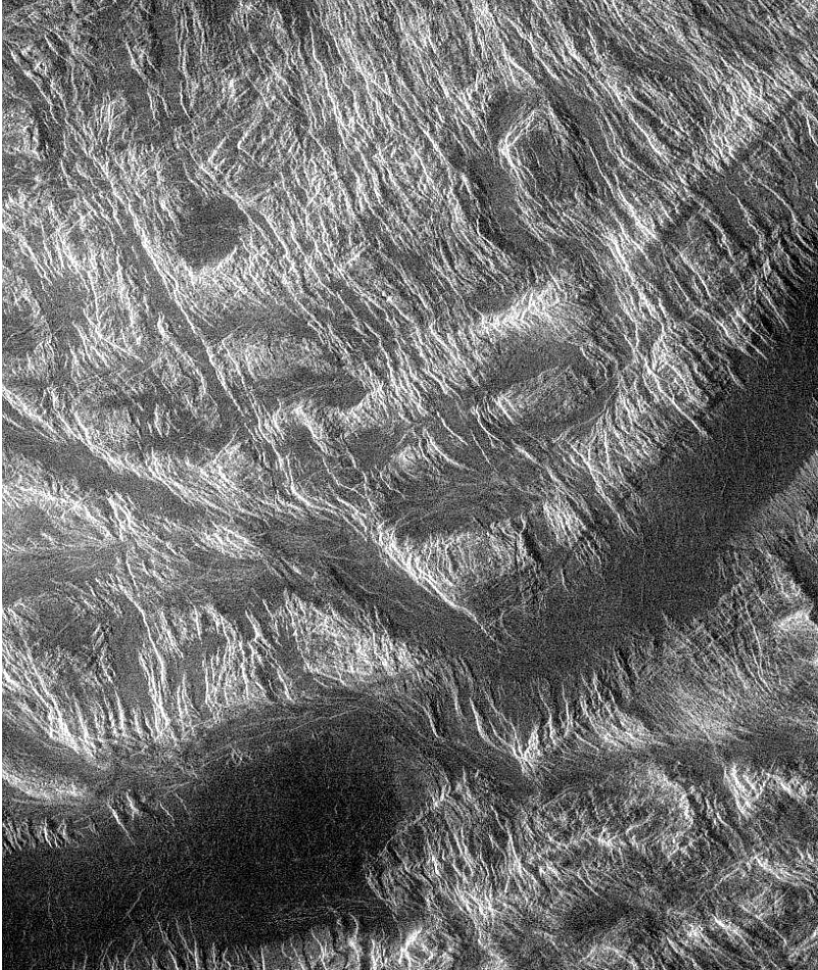
Äquatorregion der Venus, auf 270° östlicher Länge zentriert



Dieser Teil der Venushemisphäre wird durch Beta Regio dominiert, die das ausgedehnte Hochland in mittleren Breiten leicht östlich vom Meridian bildet. Dort befinden sich die beiden Vulkane Rhea Mons und südlich davon Theia Mons, die in ihrem Basisdurchmesser den Riesenvulkan Olympus Mons auf dem Mars noch um ~ 100 km übertreffen. Mit ihrer Höhe (~ 4.5 km) können sie jedoch mit Olympus Mons nicht mithalten. Beide Vulkane sind durch einen tektonischen Graben verbunden, der den Namen Devana Chasma erhalten hat.

Venus

Darunter, vom Äquator durchschnitten, erstreckt sich Phoebe Regio, der sich östlich das Tiefland Navka Planitia und darüber, im Norden, Guinevere Planitia anschließt.



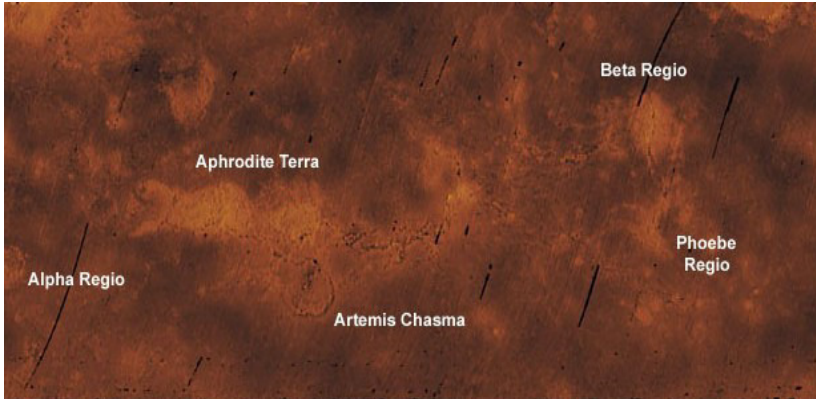
10.19. Ausschnitt eines Bereichs zwischen den Rhea und Theia Montes in der Beta-Region der Venus. Quelle NASA

Exkurs: Erkundung der Venus mit *Synthetic Aperture Radar* (SAR) – die Magellan-Mission 1990 - 1994

Magellan war nicht der erste Venus-Orbiter, welcher Radarmethoden zur Erkundung der unter den Venuswolken verborgenen Oberfläche eingesetzt hat. Die ersten Versuche mit dieser Technik in Form eines Radarhöhenmessers haben sowjetische Wissenschaftler in Zusammenarbeit mit Frankreich bereits 1975 mit Venera 5 und 6 ausgeführt. Es zeigte sich, daß eine Fernerkundung mit Radarmethoden aus einer Umlaufbahn um die Venus heraus eine tragbare Methode ist, Informationen über die Oberflächenmorphologie zu erhalten. Mit Venera 9 und 10 wurde dann dieses Verfahren praktisch erprobt. Die Orbiter sendeten Radarimpulse auf die Venusoberfläche und die reflektierte Strahlung wurde anschließend auf der Erde mit großen Radioteleskopen aufgefangen. Diese Methodik nennt man *Bistatic Radar Mapping*. Sie erlaubte eine Messung von Oberflächenprofilen mit einer Auflösung von 20 – 80 km in Streifen von 100 bis 200 km Breite und einer Länge von jeweils 400 bis 1200 km.

Ein echter Durchbruch gelang Ende 1978 mit den amerikanischen Pioneer-Orbitern. Sie waren mit einem speziellen, nichtabbildenden Radarmapper zur genauen Bestimmung der Höhe von Oberflächenstrukturen (Genauigkeit ~100 m in einem ca. 16x20 km² großen Gebiet) ausgerüstet. Das Meßprinzip lag in einer Laufzeitbestimmung von Impulsen bei einer Frequenz von 1757 GHz, die von einer kleinen Sendeantenne ausgestrahlt und von der Venusoberfläche zum Orbiter zurück reflektiert wurden. Aus einer riesigen Anzahl von derartigen Einzelmessungen konnte schließlich eine Radarkarte abgeleitet werden, welche den größten Teil der Venusoberfläche mit einer Auflösung von ca. 20 km pro Bildpunkt zeigte (Abbildung unten).

Venus



10.20. Karte der Venusoberfläche nach Radaraufnahmen der Pioneer Venus Orbiter. Während sich die Hoch- und Tiefländer relativ gut ausmachen lassen, reicht für viele Details die Auflösung nicht auf, um sie bestimmten Landschaftsformen zuordnen zu können. Quelle NASA

Eine weitere Verbesserung in punkto Auflösung von Oberflächendetails erfolgte mit Venus 15 und 16, die erstmalig ein *Synthetic Aperture Radar* (SAR) bei einem anderen Planeten zum Einsatz brachten. Mit diesem Gerät ließen sich Strukturen von 1 bis 2 km Größe auflösen, was einen großen Fortschritt gegenüber Pioneer bedeutete. Man konnte so zum ersten Mal Krater, tiefe Schluchten, Vulkane und viele neue, zuerst sehr rätselhafte Strukturen ausmachen, für die sich später eigene Bezeichnungen wie z.B. „Arachnoide“ eingebürgert haben. Die SAR-Antennen der beiden Venera-Sonden hatten die Form eines Ausschnitts aus einer herkömmlichen Parabolantenne (1.4 x 6 m) und waren um 10 Grad zur Rotationsachse der Sonde versetzt. Die Sendeleistung der Antenne betrug 80 Watt bei einer Frequenz von 3.75 GHz. Die Antenne sandte in einem Meßregime jeweils 127 Impulse mit einer Länge von 1.54 μ s aus. Anschließend wurden 3.9 ms lang die von der Venusoberfläche reflektierten Echos empfangen und die Intensitäts- und Phaseninformationen digitalisiert in einem Computerspeicher und alternativ auf

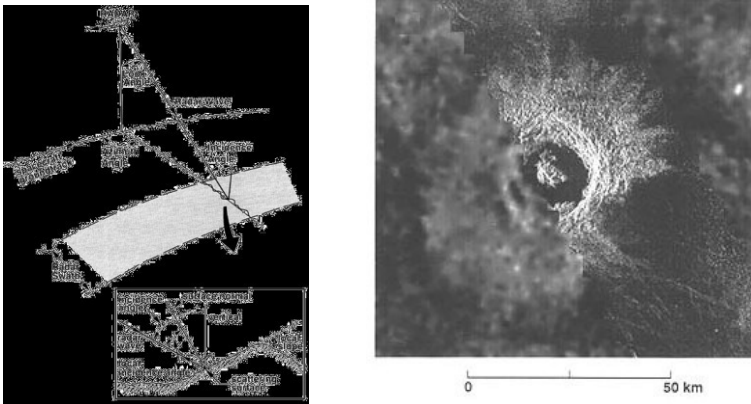
zwei Bandrekordern zwischengespeichert. Nach weiteren Schritten wurden dann diese Daten über die Hauptantenne zur Erde übertragen. Dort erfolgte schließlich die sehr umfangreiche Nachbearbeitung, um letztendlich „echte“ Radarbilder von der Venusoberfläche zu erhalten. Dabei kamen die modernsten, in der damaligen Sowjetunion verfügbaren Minicomputer mit speziellen Chips für schnelle Fourier-Transformationen zum Einsatz.

Da beide Sonden ihren planetennächsten Punkt über dem Nordpol hatten, konnten sie mit ihrem Radar lediglich die nördliche Halbkugel der Venus erfassen. Letztlich waren das ca. 115 Millionen km² oder 25 % der Oberfläche der Venus.

Die damalige Sowjetunion stellte einen Teil der Radaraufnahmen auch Wissenschaftlern in den USA zur Analyse zur Verfügung, die sie u.a. für die Planung und Realisierung einer weiteren Venusmission nutzten. Sie erhielt den Namen des berühmten portugiesischen Seefahrer FERDINAND MAGELLAN (1480-1521). Ihre wichtigste Aufgabe bestand in einer vollständigen Radarkartierung der Venus mit einem speziell dafür entwickelten *Synthetic Aperture Radar* hoher räumlicher Auflösung, mit dem sich auf der Venusoberfläche noch einzelne Objekte mit wenigen Hundert Meter Abstand trennen ließen. Dieses SAR wurde in Form eines sogenannten Seitensichtradars (*Side Looking Radar*) konzipiert, bei dem die Bewegung des Satelliten ausgenutzt wird, um aus vielen Einzelmessungen von Intensitäts- und Phasenwerten der reflektierten Mikrowellenstrahlung der relativ kleinen Sende- und Empfangsantenne (Durchmesser 3.7 m) das Empfangssignal einer bedeutend größeren und damit höherauflösenden „virtuellen“ Antenne zu synthetisieren. Der Begriff „Seitensichtradar“ kommt daher, daß der Radarstrahl entlang eines Streifen (der sogenannte „*Swath*“) normal zur Flugbahn, aber seitlich gelegen, jeweils ein kleines Gebiet auf der Planetenoberfläche erfaßt (der „*Foot-*

Venus

print“) und das mehrmals hintereinander von einem jeweils anderen Bahnpunkt der Sonde aus. Auf diese Weise erhält man Reflektionssignale der Radarimpulse eines Objektes von verschiedenen Blickwinkeln aus, was nach entsprechender mathematischer Nachbehandlung im Fall von Magellan zu fotografieähnlichen Radarbildern mit einer Auflösung von ca. 100 m pro Bildpunkt führt, was nochmal um den Faktor 10 besser war als die Aufnahmen von Venera 15 und 16.



- 10.21. Geometrie eines Seitensichtradars und Vergleich der Auflösung von Venera 15/16 (linke Bildhälfte) mit Magellan am Beispiel des Impaktkraters Golubkina. Der technische Fortschritt zwischen beiden Missionen ist deutlich zu erkennen. Quelle NASA

Das wissenschaftliche Vermächtnis von Magellan sind 4225 aufbereitete SAR Bilder, jedes mit einer Kantenlänge von 7168×8192 Pixels und einer Auflösung von bis zu 100 m. Abgedeckt wurden 98 % der Oberfläche zwischen 89 Grad Nord und 89 Grad Süd. Auf diesen Bildern und der damit verbundenen Altimetriedaten beruhen die meisten unserer Erkenntnisse über die Geologie und Morphologie unseres Nachbarplaneten.

Bei der Interpretation von Seitensichtradaufnahmen ist Einiges zu beachten. Im Gegensatz zu Fotografien im sichtbaren Licht geben sie weder echte Farben noch echte Helligkeitsabstufungen wieder. Was registriert wird, ist die Intensität der am Boden an dem entsprechenden Punkt reflektierten Mikrowellenstrahlung. Dabei hängt die Menge der zurückgestreuten Strahlung in erster Linie von der Rauigkeit aber auch von der mineralogischen (genauer elektrischen) Beschaffenheit des Untergrundes (z.B. dünne Metallschichten auf anliegenden Gesteinen) ab. So erscheinen gegen den Radarstrahl geneigte Flächen fast immer hell (also Anstiege, z. B. bei Kraterrändern) während ebene Flächen mehr dunkel erscheinen. Die Rückstreuung wird außerdem noch entscheidend von der Rauigkeit der Oberfläche beeinflusst. Hier gilt, je heller eine Fläche, um so „rauher“, das heißt auf kleinen Skalen stärker strukturiert, ist diese Fläche. Diese Eigenheiten von Radarbildern muß man immer bei deren Interpretation beachten, um nicht zu falschen Schlußfolgerungen zu kommen.

Geologische Strukturen der Venusoberfläche

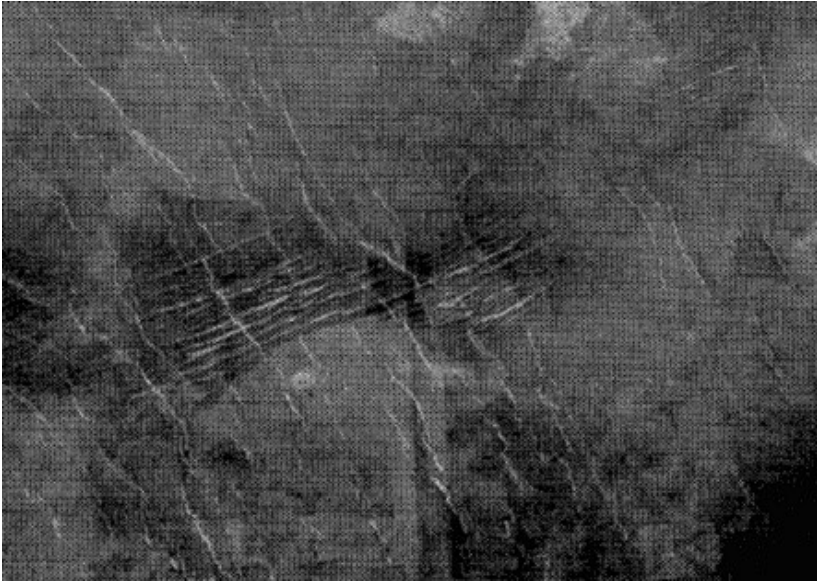
Die Venusoberfläche ist zum überwiegenden Teil jüngerer vulkanischen Ursprungs. Lediglich bei den Tesserae nimmt man an, daß es sich dabei um ältere, tektonisch stark beanspruchte Reste von früheren Krustenteilen handelt, welche das globale Resurfacing vor 600 bis 800 Millionen Jahren teilweise überlebt haben. Gegenwärtig nehmen mehr als 70% der Oberfläche vulkanisch entstandene Formationen (Ebenen aus Flutbasalten, Vulkanbauten unterschiedlicher Art, Lava-Channels etc.) ein. Ungefähr 25% bestehen aus tektonisch stark deformiertem Gelände. Ob der in der Vergangenheit sehr ausgeprägte globale Vulkanismus immer noch aktiv ist, ist nicht bekannt. Es gibt aber eine Reihe indirekter Hinweise, daß es auch heute noch (rezenten) Vulkanismus gibt. Insbesondere die Vulkane der Beta Region stehen im Verdacht, noch aktiv zu sein.

Großräumige Strukturen

Zu den großräumigen geologischen Strukturen auf der Venus gehören die vulkanischen Ebenen, die oft an „Regionen“ gekoppelten Gebirgszüge und Rift-Gürtel, Tesserae sowie die besonders großen Coronae.

Vulkanische Ebenen

Ungefähr 80% der Venusoberfläche kann man als Ebenen bezeichnen. Am häufigsten findet man „Ebenen mit gefalteten Höhenrücken“ (*plains with wrinkle ridges*), die sich anhand ihrer Oberflächenstrukturen als erstarrte Lavaflächen zu erkennen geben. Die sie charakterisierenden Bergrücken sind nur einige Kilometer breite aber dafür 100 bis 200 Kilometer lange, an den Flanken sanft ansteigende Erhebungen, die man als *wrinkle ridges* bezeichnet.

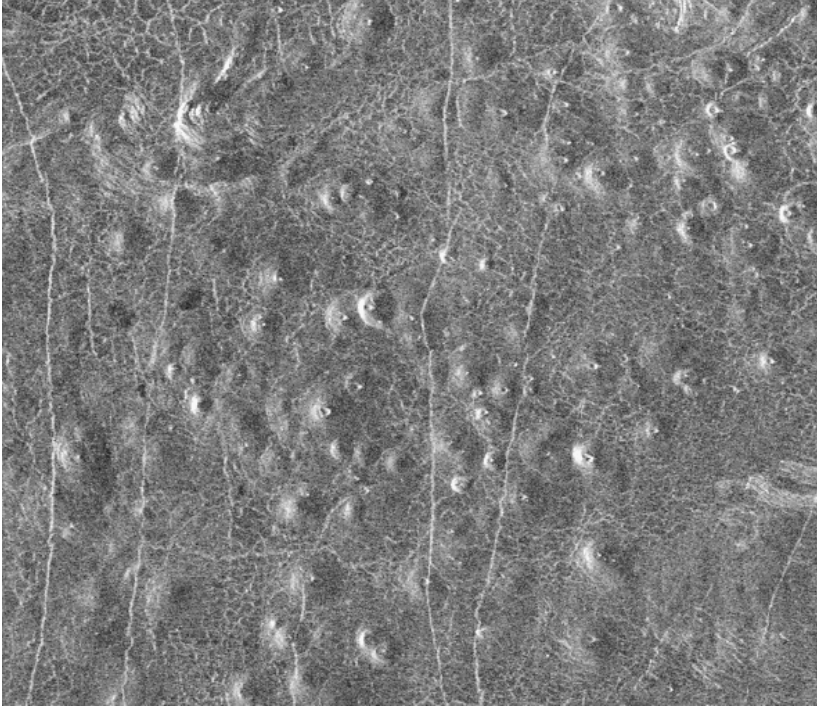


10.22. System von *wrinkle ridges* im Bereich des südlichen Rusalka Planitia nördlich von Aphrodite Terra. Quelle NASA

Sie entstehen, wenn eine Fläche, die mit Flutbasalten bedeckt ist, unter moderaten horizontalen Druck gerät. Dabei kommt es senkrecht zum Druck zu leichten Auffaltungen, die u.U. Risse im ursprünglichen Untergrund nachzeichnen. Bei wechselnden Zug- und Druckregime können auch senkrecht aufeinander stehende Faltenmuster entstehen, wie man es z.B. an verschiedenen Stellen in der Rusalka Planitia beobachten kann.

Eine weitere, etwas seltener beobachtete Form vulkanischer Ebenen sind relativ kleinräumige Flächen (höchstens einige wenige 100 km groß), die mit vielen kleinen Vulkanschilden von 5 bis 15 km Durchmesser besetzt sind. Auch sie werden oft von gefalteten Berg Rücken durchzogen

Venus



10.23. Gerade in den Ebenen an den Randbereichen der großen Hochländer gibt es Tausende von kleinen Vulkanschilden. Quelle NASA

Neben den Ebenen mit *wrinkle ridges* gibt es weitere, die offensichtlich jünger und nicht deformiert sind. Es handelt sich auch hier um Decken, die sich aus dünnflüssigen Laven gebildet haben und nach Abkühlung erstarrt sind. In ihnen findet man oft noch ausgedehnte, flußähnliche Lavakanäle. Die Oberfläche dieser Ebenen ist relativ strukturarm, weshalb sie auch als *smooth plains* bezeichnet werden. Oftmals kann man auf den Radaraufnahmen erkennen, daß sie aus einer Vielzahl von nebeneinanderliegenden, individuellen Lavaströmen entstanden sind. Selbst die ehemalige Fließrichtung kann oftmals noch bestimmt werden. Auf den Magellanaufnahmen konnten

ca. 200 von derartigen individuellen *smoot plains* identifiziert werden, deren Fläche jeweils 50000 km² übersteigt. Sie stehen überwiegend mit Riftzonen und Coronae, jedoch weniger mit vulkanischen Gebirgszügen in Verbindung. Auf der Erde sind derartige Lavadekken als Flut- oder Plateaubasalte bekannt (z.B. Dekkan-Trap in Indien, ca. 60-65 Millionen Jahre alt). Da die Schichtdicken nicht bekannt sind, lassen sich die Förderleistungen an basaltischen Laven nur schwer abschätzen. Wenn man bedenkt, daß die Mächtigkeit der Dekkan-Traps auf der Erde mehr als 2000 m beträgt, müssen sie auf der Venus auch sehr groß gewesen sein.

Lavakanäle

Dort, wo dünnflüssige Lava fließt, können flußbettartige Strukturen entstehen, die man als Lavakanäle bezeichnet und die auch von der Erde bekannt sind. Man findet sie in Form von „gewundenen Kanälen“ (*sinuous channels*) an vielen Stellen innerhalb der vulkanischen Ebenen auf der Venus. In Einzelfällen erreichen sie eine Länge von einigen Tausend Kilometern. Die Größten von ihnen haben eine Breite von bis zu 5 Kilometern und sind maximal 50 Meter tief. Im Mittel sind sie dagegen 2-3 Kilometer breit und einige Hundert Kilometer lang. Auf den Radaraufnahmen können sie frappierend irdischen Flußsystemen mit ihren Mäandern und Seitenästen ähneln, so daß man allein schon daraus auf einen ähnlichen Entstehungsmechanismus schließen kann. Gewisse Analogien zeigen auch die am Rand von Maregebieten auf dem Mond nicht seltenen Rillen. Geflossen sind wahrscheinlich Lavamassen vom Typ der sogenannten Alkali-Karbonatiten. Diese Laven sind sehr dünnflüssig und reich an Karbonatmineralien, an Natrium und Kalium sowie an Chlor und Fluor. Auf der Erde findet man sie nur sehr selten (z.B. ostafrikanischer Grabenbruch), während sie unter der heißen Kohlendioxidatmosphäre der Venus fast ideale Bedingungen vorfinden. Durch den hohen

Venus

atmosphärischen Druck und den hohen Bodentemperaturen bleiben Lavaflüsse länger dünnflüssig und haben dadurch Gelegenheit, sehr lange Kanäle auszubilden. Die längsten Lavakanäle auf der Erde sind im Vergleich dazu winzig klein. Sie erreichen maximal eine Länge von 10 Kilometern.



- 10.24. Im Gebiet Vires-Akka Chasma findet man einen 1 bis 2 km breiten Lavakanal, der auf dieser Magellan-Aufnahme über eine Länge von 120 km abgebildet ist. Seine Form und seine Richtungsänderungen weisen darauf hin, daß durch ihn einmal große Mengen dünnflüssiger Laven geflossen sind. Quelle NASA



10.25. Gewundener, ca. 200 km langer Teil eines Lavakanals mit einer Breite von ca. 2 km, wie man sie in den vulkanischen Ebenen häufig findet. Quelle NASA

Venus

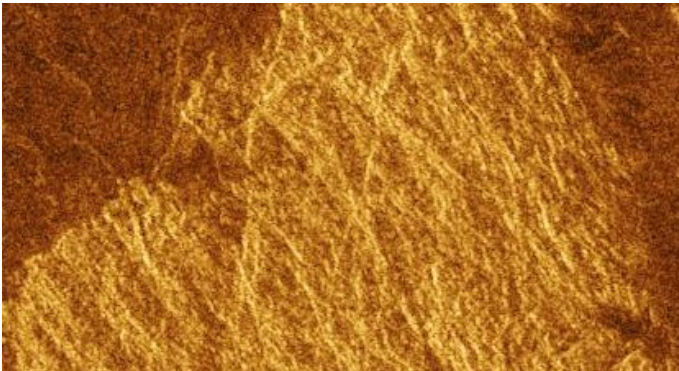
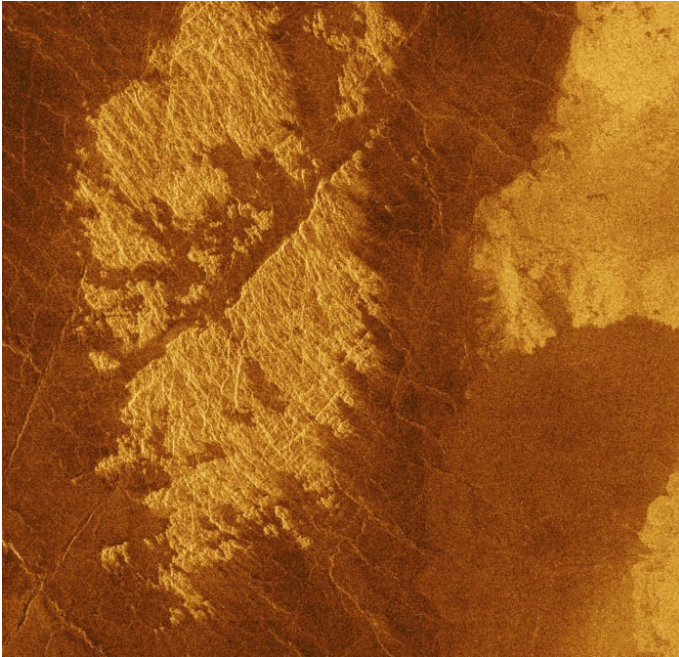


- 10.26. Zum Vergleich: Rima Hyginus, die Hyginus-Rille, ist mit ~220 km Länge ein relativ kurzer Lavakanal auf dem Erdmond. Sie verläuft teilweise „unterirdisch“ und zeigt auch an einigen Stellen Einsturztrichter. Sie ist bei sehr guter Sicht ein lohnendes Objekt für Mondbeobachter. Quelle Ed Roach

Tesserae

Die wahrscheinlich ältesten Gebiete der Venusoberfläche stellen die sogenannten Tesserae dar, die ungefähr 8.5% der Oberfläche einnehmen. Das Wort bedeutet ursprünglich „Viereck“ und beschreibt ganz gut die Textur dieser Landschaftsform, wie sie auf den Radarbildern von Magellan zu sehen ist. Das Terrain erscheint tektonisch äußerst komplex. Das wichtigste Merkmal ist ein fast chaotisches System von linearen Rücken und Tälern, die mindestens in zwei Richtungen ausstreichen und die auf das Wirken sowohl von Kompressions- als auch von Zugkräften zurückzuführen sind.

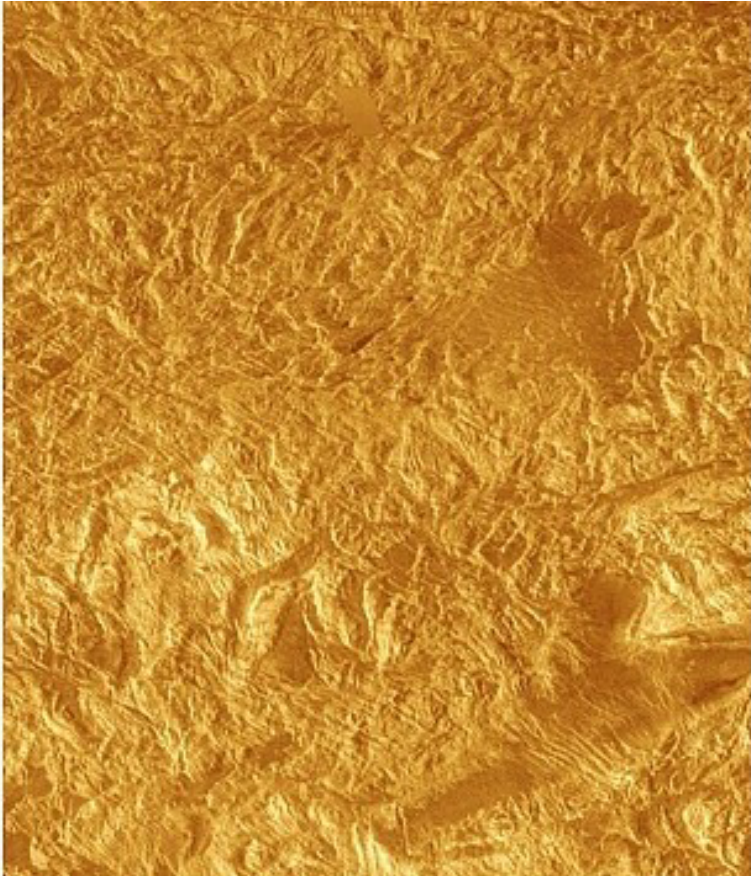
Geologische Strukturen der Oberfläche



- 10.27. Tesserae im Bereich der Bereghynia Planitia (unten Ausschnitt) in Falschfarbendarstellung. Deutlich ist das Muster der chaotischen Bruchstrukturen zu erkennen. Die dunklen Gebiete stellen von basaltischer Lava überflutete Ebenen dar. Quelle NASA

Venus

Tesserae sind besonders in den Hochländern verbreitet, wenn sie nicht gerade von riesigen Vulkanbauten dominiert werden. Das gigantische, teilweise 2000 m Höhe erreichende Plateau Alpha Regio besteht z.B. fast ausschließlich aus diesen eigentümlichen geologischen Formationen, für die es im Sonnensystem ansonsten keine weiteren Beispiele gibt.



10.28. Ausschnitt aus der Alpha Regio. Die komplexe Struktur hat lange Episoden von Faltungen und Stauchungen konserviert. Quelle NASA

Aufgrund ihrer Rauheit und damit großen Radarhelligkeit konnte Alpha Regio bereits Anfang der sechziger Jahre des vorigen Jahrhunderts mit erdgestützten Radar entdeckt werden. Da es die hellste Struktur auf den Radarbildern war, erhielt es die Bezeichnung „Alpha“ und dabei ist es auch geblieben.

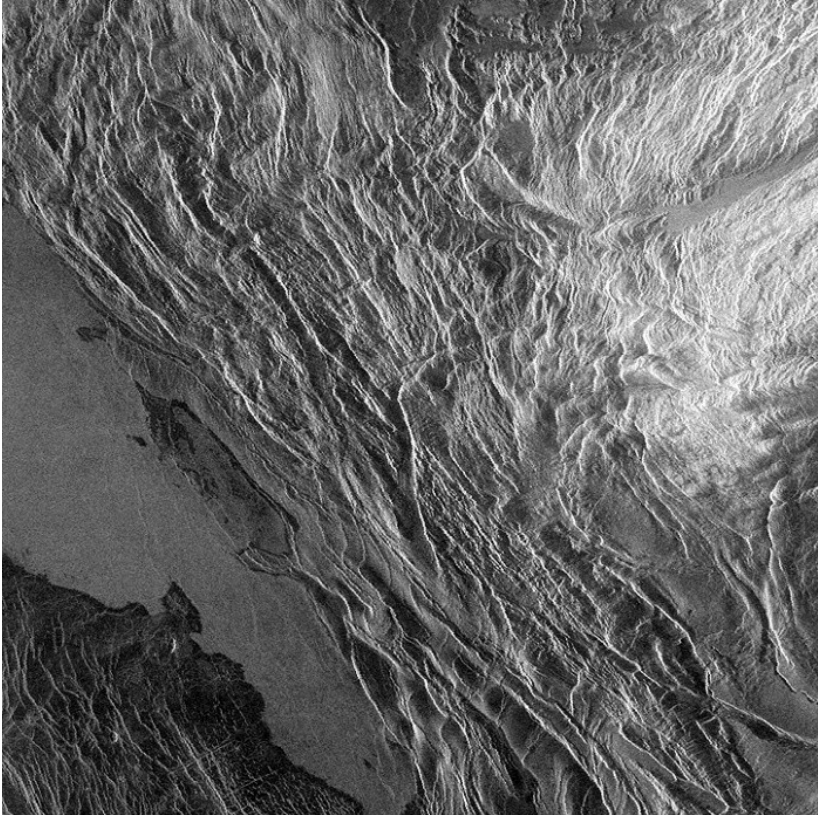
Das Tesserae sehr alte Formationen sind, erkennt man an ihren Randbereichen, die immer nur von jüngeren vulkanischen Material überflutet sind. Sehr schön ist das bei den Tesserae zu erkennen, die nur wenig aus den mit Flutbasalten überdeckten Ebenen herausragen. Manche Tesserae liegen aber auch von sich aus schon so hoch und so weit von Vulkanen entfernt, daß sie schon deshalb weitgehend ihr ursprüngliches Aussehen bewahren konnten. Ihre detaillierte Erforschung könnte Hinweise auf die Zeit vor mehr als einer Milliarde Jahre erbringen, die durch die nachfolgenden vulkanischen Prozesse, wie wir heute wissen, weitgehend ausgelöscht wurden.

Gebirgszüge

Auf der Venus gibt es im Bereich der Hochländer faltengebirgsähnliche Gürtel von vielen, parallel nebeneinanderliegenden Erhebungen von einigen Hundert Meter Höhe und 5 bis 20 km Abstand. Sie werden in der Fachliteratur gewöhnlich als *mountain belts* bezeichnet. Sie lassen sich besonders schön im Bereich Ishtar Terra untersuchen. Dort findet man Gebirgszüge, die im Gebiet der Maxwell Montes eine Höhe von über 11500 m erreichen. Sehr eindrucksvoll sind auch die Randgebirge der im gleichen Gebiet liegenden Hochebene Lakshmi Planum (sie ist flächenmäßig etwa doppelt so groß wie Tibet), z.B. an deren nördlichen Begrenzung die Akna- und Freyja Montes. Man vermutet, daß sie aufgrund ihrer Höhe und Lage das Resultat einer starken horizontalen Pressung sind. Bemerkenswert ist auch, daß einige von ihnen seitlich in Tesserae überzugehen scheinen. Daraus schließt man, daß ursprünglich derartige Gebirgsgürtel

Venus

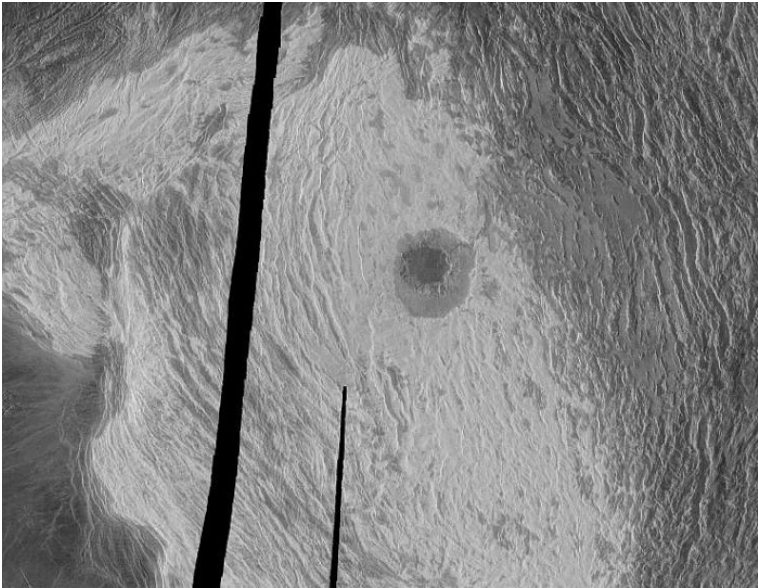
(die aber heute nicht mehr existieren) die wahrscheinlichen Vorläufer von Tesseræ waren.



10.29. Gebirgszug der rund 830 km langen Akna Montes auf Ishtar Terra. Er bildet zusammen mit den bis zu 6500 m hohen Freya Montes die nördliche Begrenzung der von Kettengebirgen eingeschlossenen Hochebene Lakshmi Planum. Diese Gebirge ähneln in mancherlei Beziehung irdischen Faltengebirgen. Quelle NASA

Den höchsten Gebirgszug auf Venus bilden die Maxwell Montes, welche sich in Stufen aus dem Lakshmi Planum bis in ca. 11800 m erheben um dann nach Osten in Richtung Fortuna Tessera sanft

abzufallen. Der westliche Anstieg ist sehr steil und erreicht dabei nach den Magellan-Daten einen Böschungswinkel von ca. 35° . Man vermutet, daß dieses Massiv durch tektonische Vorgänge entstanden ist. Die zuerst als Caldera gedeutete ringförmige Struktur von 105 km Durchmesser, die den Namen „Cleopatra“ erhalten hat und die sich an der Ostflanke des Massivs befindet, ist jedoch nach neueren Untersuchungen eindeutig ein Impaktkrater.



- 10.30. Zentraler und südlicher Teil der Maxwell Montes mit dem Impaktkrater Cleopatra. Das Massiv erhebt sich links steil aus einem Ausläufer des Lakshmi Planum und geht rechts in die Hochfläche der Fortuna Tessera über. Die hohe Reflektivität des Massivs wird wahrscheinlich durch Metalloxide hervorgerufen. Quelle NASA

Auffällig ist auch, daß die hohe Radarreflektivität erst ab einer bestimmten Höhenstufe (und damit Oberflächentemperatur) zu beginnen scheint. Man vermutet, daß der Grund dafür Ablagerungen auf den Gesteinen sind, die ihr elektrisches Verhalten beeinflussen.

Venus

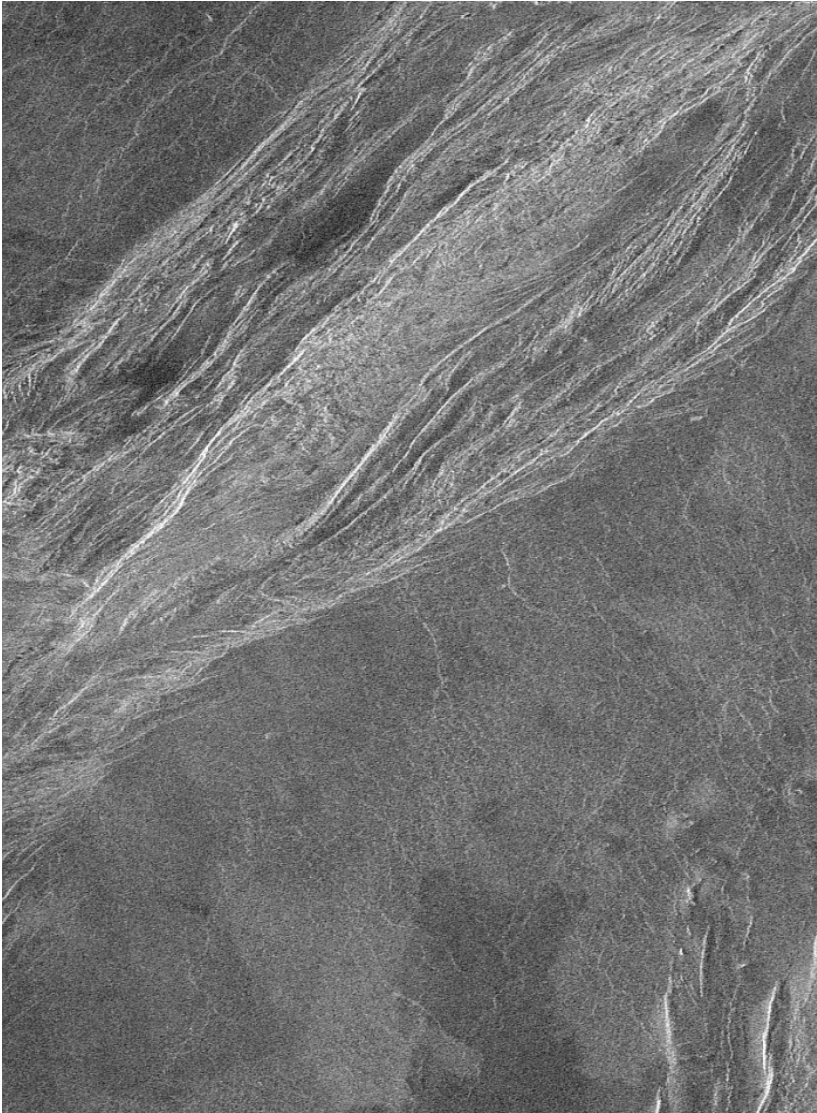
Bei diesen Ablagerungen kann es sich z.B. um Eisenoxide, bestimmte Sulfate oder um eine dünne Schicht aus Blei- und Bismutfid handeln, wie neuere Untersuchungen nahelegen. Diese Stoffe könnten in gasförmiger Form von Vulkanen in die Atmosphäre abgegeben worden sein und sich ab einer bestimmten Höhe in fester Form auf den Bergrücken niedergeschlagen haben, gewissermaßen als eine besondere Art von „Venusschnee“.

Tektonisch und geomorphologisch gesehen ist das Gebiet Ishtar Terra sehr kompliziert aufgebaut und dementsprechend ist auch dessen Entstehung nur schwer zu erklären. Auf jeden Fall zeigt sie, daß die Venuskruste in ihrer Vergangenheit extremen Deformationsprozessen ausgesetzt gewesen sein muß und zusätzlich auch noch durch intensive vulkanischer Aktivität überformt worden ist

Ridge Belts

Relativ niedrige (Höhe meist geringer als 500 m über der Umgebung), hauptsächlich durch horizontale Kompression entstandene und oft 200 bis maximal 2000 km lange gewundene, zueinander weitgehend parallele Gebirgszüge mit einer Breite 100-300 km, die man an vielen Stellen auf der Venus findet, sind die *ridged belts*. In konzentrierter Form kann man sie z. B. im Bereich Atalanta/Vinmara Planitia und Lavinia Planitia zwischen 130° und 210° Länge untersuchen. Die einzelnen Bergzüge, deren Längenausdehnung maximal 200 km erreicht, zeigen insgesamt eine in der Tendenz einheitliche Streichrichtung in N-NW bis NNW bei einem Abstand von im Mittel 10 bis 20.

Auf der Venus wird diese Art von Bergrücken in der Regel als Dorsum bezeichnet (z.B. Pandrosa Dorsa).



10.31. Ausschnitt einer Magellan-Radaraufnahme aus der Lavinia-Region mit parallelen Gebirgszügen (oben) die sich über radardunkel erscheinende Lavaflächen (unten) erheben. Quelle NASA

Venus

Eine detaillierte Sichtung der Magellan-Daten zeigt (PIVCHENKOVA et. al.), daß ihre Verteilung zwar global, aber trotzdem relativ irregulär ist. In den Äquatorbereichen der Venus findet man z.B. eher inselartige Vorkommen, die offensichtlich von jüngerem Material umflossen sind. In der Nähe der geographischen Pole bilden sie dagegen mehr zusammenhängende größere Cluster, die teilweise mit Randbereichen von Tesseræ assoziiert sind. Fast immer findet man sie in flachen, vulkanischen Ebenen und im Bereich dort aufragender Vulkanbauten.

Strukturell ähnliche Formationen gibt es übrigens auch um Coronæ, wo sie Systeme kreisförmiger, durch Täler getrennter Bergrücken bilden. Sie sind in diesem Fall eindeutig durch Aufwölbung der lokalen Lithosphäre entstanden (siehe Abschnitt über Coronæ).

Eine auffällige Dichotomie existiert in den gemäßigten Breiten um den Nordpol: Einmal *ridge belts* innerhalb von Tieflandebenen zwischen 150° und 250° Länge, die die „*Ridge Belt-Plains Fan Assemblage*“ bilden und meist in einer Höhe zwischen dem Nullniveau und 1000 m liegen. In dem Quadranten zwischen 0° und 90°, im Ishtar Terra-Gebiet, findet man dagegen eine Anzahl von *ridge belts*, die an ihren Rändern an Tesseræ (z.B. Fortuna Tessera) angrenzen. Sie bilden das „*Ridge Belt-Tessera Assemblage*“, wobei die Tesseræ mit einer Höhe von 2 bis 4 km immer höher liegen als die *ridge belts* selbst.

Morphologisch lassen sich *ridge belts* in drei Klassen einteilen (S.H.FRANK, J.W.HEAD, 1990), die sich in ihrer Längenausdehnung, in dem Grad der Krustenverkürzung (ausgedrückt durch die mittleren Abstände der parallelen Bergrücken) und im Anstiegswinkel der Bergflanken sowie durch weitere geologische Besonderheiten unterscheiden.

Neben Kompressionsmerkmalen (Krustenverkürzungen) treten bei manchen *ridge belts* lokal auch Anzeichen für Krustenzerrungen, die mit *rifting* verbunden ist, auf. Letztere können z.B. im Zuge von großräumigen Aufwölbungen entstanden sein, wenn Mantelplumes die Oberfläche erreichen und die wahrscheinlich relativ dünne Venu-skruste nach oben drücken.

Krustenverkürzungen, die offensichtlich die Hauptursache für die Ausbildung dieser Systeme von parallelen Berg-rücken sind, können nach Meinung einiger Autoren (z.B. D.HERRICK, 1990) auch das Ergebnis großflächiger Subduktionsvorgänge sein, wenn die davon betroffenen Krustenteile aufgrund ihrer Schwere in den Mantel einsinken (negativer Auftrieb) und dieser Vorgang durch an dieser Stelle abwärts gerichtete Mantelkonvektion noch verstärkt wird. Bei diesem Vorgang geraten die oberen, relativ starren Schichten (bis ca. 3 km Tiefe) unter Kompressionsstreß, der sich dann durch Faltenbildung abbaut.

Vulkanbauten

Auf der Venus hat man mehr als 55000 Vulkane gezählt, deren Basisdurchmesser einem Kilometer übersteigt. Würde man auf den Radaraufnahmen von Magellan auch noch kleinere Eruptionskegel mitzählen, dürfte man die Millionenmarke jedoch schnell erreichen. Venus ist ohne Zweifel ein Planet der Vulkane.

Gibt es noch aktiven Vulkanismus?

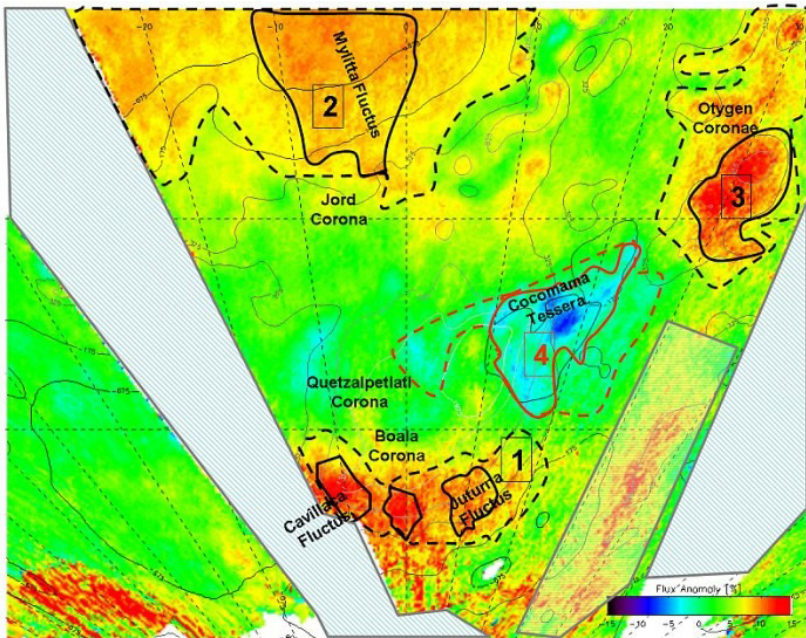
Ob und welche davon gegenwärtig noch aktiv sind, entzieht sich jedoch der Kenntnis. Mit den bis jetzt bei der Venus zum Einsatz gelangten Meßmethoden läßt sich aktiver Vulkanismus gegebenenfalls indirekt nachweisen. Eruptionswolken lassen sich nun mal nicht mit Radar abbilden. Man kann aber z.B. gezielt nach Veränderungen

Venus

auf der Planetenoberfläche suchen, in dem man Radaraufnahmen, die zu verschiedenen Zeitpunkten gemacht wurden, genauer untersucht. Erfolgversprechender sind da schon Untersuchungen des thermischen Flusses, wie sie gegenwärtig von der europäischen Sonde Venus Express mit dem Instrument VIRTIS (*Visible and Infrared Thermal Imaging Spectrometer*) durchgeführt werden. Die Idee, die dahinter steckt, besteht in der Überlegung, daß frisch ausgetretene Laven eine Temperatur besitzen, die, selbst wenn sie bereits seit einiger Zeit auskühlen, einige 100° höher sind als die Umgebungstemperatur. Wenn man also durch Analyse von Strahlung in zwei ($0,25\mu\text{m}$ und $1,0\mu\text{m}$, sichtbares Licht bis nahes Infrarot sowie zwischen $1,0\mu\text{m}$ und $5,0\mu\text{m}$, Grenze zum mittleren Infrarot) Spektralbereichen, welche VIRTIS abdeckt, positive Anomalien gegenüber der zu erwarteten Umgebungstemperatur findet und auch die Oberflächenmorphologie stimmt, kann man u.U. von aktiven vulkanischen Oberflächenprozessen ausgehen. Die räumliche Auflösung beträgt bei diesen Messungen im günstigsten Fall 50 km pro Meßpunkt, was für derartige Untersuchungen nicht unbedingt hoch ist. Erste Ergebnisse zeigen jedoch, daß man aufgrund des ausgeprägten Temperaturgradienten in der Venusatmosphäre mit diesem Instrument sehr gut das Höhenprofil des Planeten nachzeichnen kann. Erste thermische Anzeichen für einen aktiven Vulkanismus konnten bereits gefunden werden, obwohl die endgültige Verifizierung noch aussteht (Stand 2010). So wurden bereits im Jahre 2008 im Bereich des Südpols der Venus lokal durchaus signifikante Abweichungen (bis zu 10%) in der Oberflächentemperatur gegenüber einem Rechenmodell nachgewiesen, welches die Temperatur als Funktion der Höhe liefert.

Man vermutet, daß man es hier mit zu verschiedenen Zeiten abgelagertes vulkanisches Material zu tun hat, die sich in einem unterschiedlichen Abkühlungszustand befinden und deshalb einen vom

thermischen Gleichgewicht mit der Umgebung abweichenden Wärmefluß zeigen. Aber auch andere Erklärungen für diese Anomalien werden unter den Planetologen diskutiert. So führen bekanntlich Magmen unterschiedlicher mineralogischer Zusammensetzung auch zu einem unterschiedlichen Abkühlungsverhalten, was wiederum lokal zu unterschiedlichen Wärmeflüssen führt, vorausgesetzt die Magmen wurden ungefähr zu gleicher Zeit und in ähnlicher Menge gefördert.

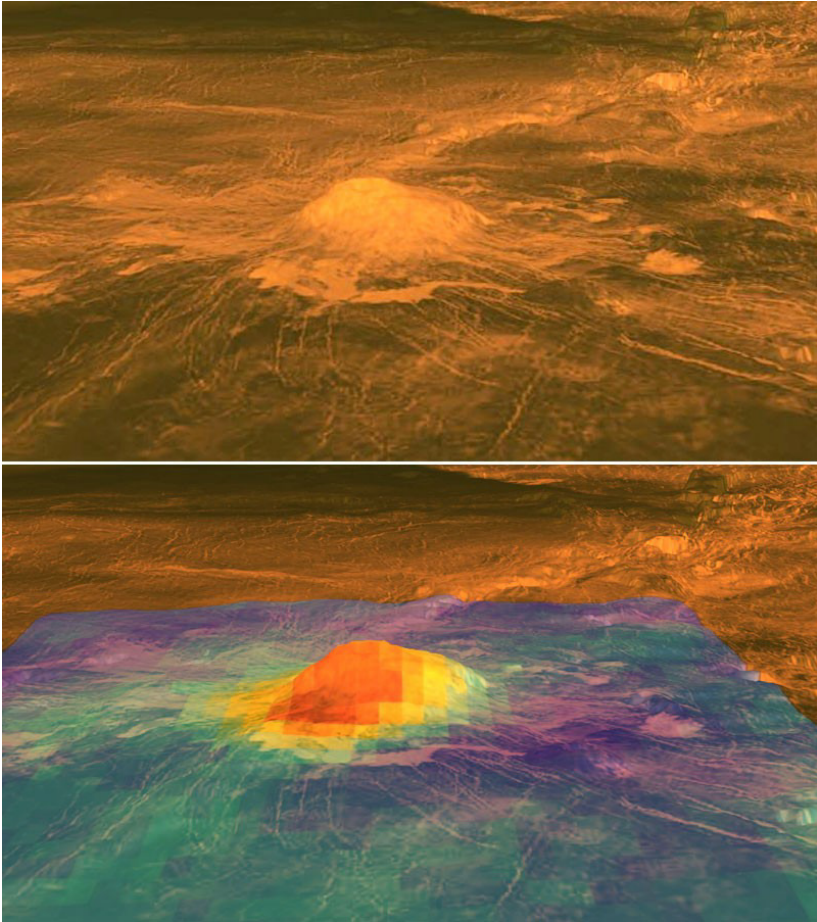


- 10.32. Das hier abgebildete, von VIRTIS in zwei Jahren Missionsdauer erfaßte Gebiet, erstreckt sich entlang des Nullmeridians, der senkrecht durch die Bildmitte geht und von 50° südlicher Breite (oberer Bildrand) bis nahe zum Südpol verläuft. Die Karte beruht auf insgesamt 297 Infrarotbildern. Man vermutet, daß aufgrund der Temperaturanomalien die Struktur von Cocomama Tessera wahrscheinlich am ältesten ist, gefolgt von vulkanischen Komplexen im Bereich der Quetzalpetlatl Corona und den erstarrten Lavaströmen Juturna Fluctus und Mylitta Fluctus. Quelle ESA/VIRTIS

Venus

Vor kurzem (2010) konnte eine Arbeitsgruppe des Instituts für Planetenforschung des Deutschen Zentrums für Luft- und Raumfahrt neun klar lokalisierte Wärmeanomalien, die mit VIRTIS entdeckt wurden, genauer analysiert werden (SMREKAR et.al. 2010). Diese Wärmeanomalien werden als *hot spots*, d.h. als oberflächennahe Magmenkammern im oberen Teil eines Mantelplumes (d.h. ähnlich den *hot spots* Hawaii oder Yellowstone auf der Erde) interpretiert. Sie befinden sich in den Regionen Imdr, Themis und Dione und stellen einzelne 1400 bis 2700 km ausgedehnte Erhebungen dar, die um 500 m bis 1600 m ihre Umgebung überragen. Eine genaue Untersuchung ihrer Topographie, die durch erstarrte Lavaflüsse charakterisiert ist, führte zu dem überraschenden Ergebnis, daß aufgrund des Verwitterungszustandes das Alter dieser Lavaflüsse maximal 2.5 Millionen Jahre, wahrscheinlich aber sogar jünger als 250000 Jahre sein muß. Das heißt, sie sind geologisch ausgesprochen jung. Das nährt natürlich die Vermutung, daß diese *hot spots* Gebiete auf der Venusoberfläche markieren, wo rezenter Vulkanismus durchaus möglich, wenn nicht sogar sehr wahrscheinlich ist (auf der Erde gilt ein Vulkan dann als „aktiv“, wenn in den letzten 10000 Jahren zumindest einmal ein Ausbruch stattgefunden hat).

Das Gebiet mit der bei weitem größten Wärmeanomalie befindet sich in Imdr Regio und fällt dort mit dem Vulkan Idunn Mons zusammen. Dione Regio besitzt drei große Vulkanbauten, von denen zwei, Innim und Hathor Montes, eine anomal hohe Emission in den von VIRTIS gemessenen Spektralbändern zeigen. Weitere *hot spots* konnten in der Themis Regio gefunden werden. Dort fand man auf Magellan-Aufnahmen insgesamt 13 Coronae sowie eine größere Anzahl klassischer Vulkanbauten, von denen einige wärmer sind als ihre Umgebung (z.B. Mielikki Mons).



- 10.33. Die Abbildung zeigt den Vulkan Idunn Mons (Imdr Regio) in einer Schrägan-
sicht, berechnet aus Radar- und Altimeterdaten der Magellan-Sonde. Seine
Höhe beträgt ~ 2.5 km, wenn man sie auf die mittlere Höhe seiner Umgebung
bezieht. Im unteren Teil ist dem Bild eine Wärmekarte überlagert, die mit
VIRTIS auf Venus Express gewonnen wurde. Die Temperatur nimmt dabei
von Purpur nach Orange stetig zu ($\Delta T \approx 3$ K) und zeigt, daß die Erhebung of-
fensichtlich mit einem hot spot zusammenfällt. Quelle NASA, ESA

Venus

Die spektrale Emissivität (Emissionsgrad), welche von VIRTIS gemessen wird, ist eine Größe, die materialabhängig ist und neben den mineralogischen Eigenschaften der anliegenden Gesteine auch von deren Verwitterungsgrad abhängt. Es macht deshalb Sinn, auf der Erde experimentell verschieden zusammengesetzte Vulkanite unter Venus-Bedingungen ($T \sim 460^\circ\text{C}$, $P \sim 9 \text{ MPa}$) in dieser Hinsicht zu untersuchen, um die VIRTIS-Ergebnisse besser interpretieren zu können. Damit sollte sich dann auch die theoretisch begründbare Erhöhung der Emissivität vulkanischer Gesteine aufgrund von Verwitterungsprozessen quantitativ erfassen lassen, um daraus eine von Impaktkraterstatistiken unabhängige Möglichkeit der Altersbestimmung von Oberflächengesteinen erarbeiten zu können. Ziel ist es dabei die Frage zu klären, ob der unzweifelhaft auf der Venus innerhalb der letzten Milliarde Jahre stattgefundenen Resurfacing-Prozeß ein mehr katastrophales Ereignis (*mantle overturn*) oder ein mehr gradueller Prozeß in Form von episodenhaften Zeiten hoher vulkanischer Aktivität die sich auf lange Zeiträume verteilen, war. Ein rezenter Vulkanismus würde zumindest letztere These stärken.

Schwankende Schwefeldioxidkonzentrationen

Daß es in der Venusatmosphäre einen gewissen Level an Schwefeldioxid gibt, ist schon seit längerem bekannt. Die Frage, ob dieses Schwefeldioxid immer wieder neu nachgeliefert werden muß (wie auf der Erde) oder noch aus vulkanischer Aktivität vor vielen Millionen Jahren stammt, ist nicht leicht zu beantworten. Das Schwefeldioxid aber ein Produkt vulkanischer Tätigkeit ist, ist unstrittig. Es verbleibt aber gewöhnlich nicht lange in einer Atmosphäre, da es schnell mit Oberflächengesteinen reagiert oder in der Hochatmosphäre durch Strahlung dissoziiert wird. Unter den Bedingungen der Venus sind die entsprechenden Reaktionen zwar stark verlangsamt. Aber auch hier erwartet man, daß es ohne Nachschub innerhalb von ca. 20 Millionen Jahren weitgehend abgebaut sein sollte.

In diesem Zusammenhang sind die von der Sonde Venus Express in der Hochatmosphäre der Venus gemessenen unerwartet starken SO_2 -Schwankungen zumindest nicht uninteressant. Es zeigte sich, daß es im Laufe von nur wenigen Tagen zu einem Absinken der Schwefeldioxidwerte um immerhin zwei Drittel gekommen ist. Ob diese Messungen nun auf aktiven Vulkanismus hinweisen oder nicht, ist jedoch weiterhin unter den Fachleuten stark umstritten. Auf jeden Fall beobachtet man seit 1978 (als die ersten SO_2 -Messungen durchgeführt wurden) in der Tendenz eine Abnahme der Schwefeldioxidkonzentration, die man verschiedentlich mit einem hypothetischen Vulkanausbruch vor diesem Jahr in Verbindung gebracht hat. Die Beobachtungen sind aber noch nicht ausreichend, um abschließend beurteilt zu werden.

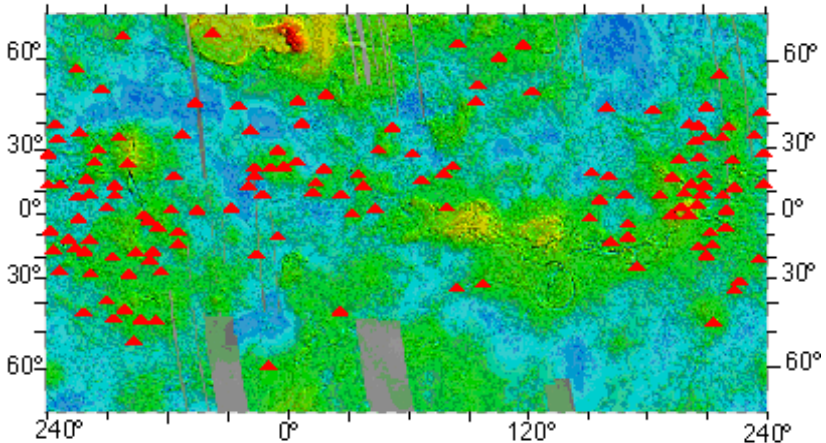
Vulkanische Auswurfprodukte in der Hochatmosphäre

Auf UV-Aufnahmen der Venusatmosphäre sind dunklere Strukturen zu erkennen, die von UV-absorbierenden Substanzen noch unbekannter Herkunft hervorgerufen werden. An ihnen lassen sich besonders gut die großräumigen atmosphärischen Zirkulationsprozesse studieren, da man sie leicht über längere Zeiträume verfolgen kann. Es gibt jedoch mittlerweile Vermutungen darüber, daß die unbekannteste UV-absorbierende Substanz eine komplexe schwefelhaltige Verbindung ist, die mehr oder weniger kontinuierlich durch vulkanische Tätigkeit in die Venusatmosphäre gelangt. Sollte sich das bestätigen, wäre das ein weiterer indirekter Beweis für rezente Vulkanismus.

Schildvulkane

Vulkanische Schilde gibt es in großer Zahl und in allen Größen überall auf der Venus. Allein mehr als 150 davon haben einen Basisdurchmesser zwischen 100 und 700 km und erheben sich bis zu 4.5 km über die unmittelbare Umgebung (Theia Mons).

Venus



10.34. Verteilung der großen Schildvulkane (Basisdurchmesser > 100 km) auf der Venusoberfläche. Quelle NASA

Sie sind dabei überwiegend größer und flacher als der größte irdische Schildvulkan, Mauna Loa auf Hawaii, der einen Basisdurchmesser von ca. 120 km besitzt. Die größten Venusvulkane sind von ihrer Ausdehnung daher eher mit den Marsvulkanen der Tharsis-Region zu vergleichen, obwohl sie deren Höhe nicht einmal näherungsweise erreichen.

Ein Blick auf die Karte zeigt, daß die großen Schildvulkane besonders in den moderaten Hochlandebenen relativ stochastisch verteilt sind. Nur wenige findet man dagegen in den Tieflandebenen sowie in den Hochländern von Ishtar- und Aphrodite Terra.

Viele der großen Schildvulkane zeigen Calderen auf ihren Gipfeln, die wahrscheinlich beim Einsturz entleerter Magmakammern entstanden sind. Bei kleineren Vulkanen können sie aber durchaus auch das Ergebnis von explosiven Ausbrüchen sein, wie man es ja auch von der Erde her kennt. Die geringen Hangneigungen und die von

Geologische Strukturen der Oberfläche

den Vulkanen ausgehenden großflächigen Lavaflüsse zeigen, daß sehr fluides Material gefördert wurde.

Bemerkenswerte Schildvulkane auf der Venus

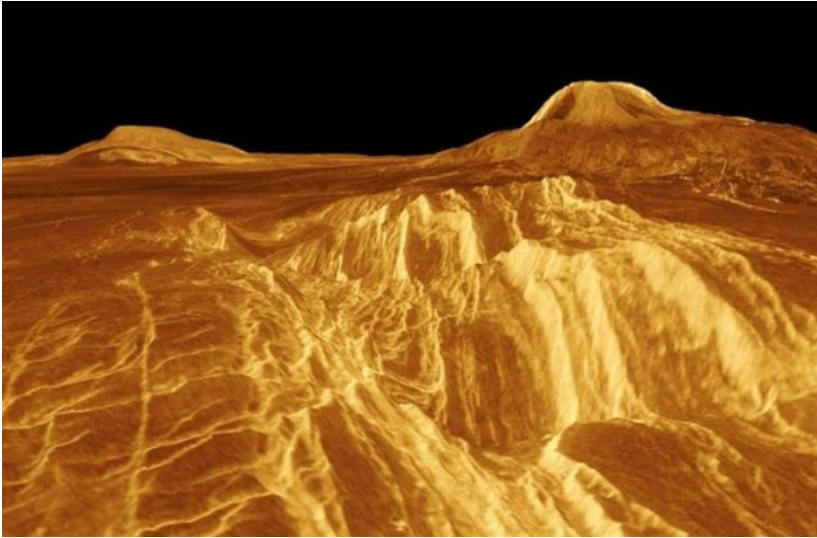
Name	Basisdurchmesser [km]	Höhe relativ zur Umgebung [m]	Durchmesser der Gipfelcaldera [km]
Theia Mons	226	4500	75x50
Sif Mons	300	2000	50x40
Gula Mons	276	3000	40x30
Sapas Mons	217	1500	25
Ushas Mons	413	2000	15

Neben Calderen findet man bei großen Vulkanen oftmals auch Systeme radialer Risse, die wahrscheinlich bei Aufwölbungen entstanden sind, wenn Magma unter die Oberfläche gedrückt und damit ein hoher Druck aufgebaut wird.

Venus



- 10.35. Ungefähr 3000 m über seine Umgebung erhebt sich der riesige Schildvulkan Gula Mons über die Eistla Region, einer lokalen Aufwölbung. Man erkennt deutlich das patchworkartige Muster der Oberflächen verschiedener, erstarrter Lavaflüsse, die sich einst aus dem Gipfelkrater, der heute eine ca. 40 km große Caldera bildet, ergossen. Quelle NASA



10.36. Panoramaansicht von Gula Mons (rechts) und Sif Mons. Quelle NASA

Die großen Schildvulkane auf Venus sind vom Hawaii-Typ, d.h. sie erheben sich über Mantelplumes. Im Gegensatz zur Erde sind die Vulkane jedoch ortsfest, d.h. sie werden nicht durch horizontale Krustenverschiebungen über den jeweiligen *hot spot* geschoben, was auf der Erde bekanntlich zu langen Inselketten (Hawaii-Archipel) oder aneinandergereihten Calderen unterschiedlichen Alters (Yellowstone) führt. Das erklärt auch – ähnlich wie beim Mars – ihre Ausdehnung: Sie hatten einfach mehr Zeit, um ihre großen Schilde in unterschiedlichen Aktivitätsphasen aufzubauen.

Maat Mons – höchster Vulkan auf der Venus

Ein sehr schönes Beispiel für einen großen Schildvulkan ist Maat Mons im südlichen Ausläufer der Atla Regio. Er erhebt sich 8 km über den mittleren planetaren Radius und ist damit der höchste Vulkan der Venus. Bei einem Durchmesser von ca. 400 km beträgt der mittlere Anstieg seiner Flanken gerade einmal 4 m auf 100 m (d.h.

Venus

4%). Sie bestehen aus Lavaflässen, die auf den Magellan-Radar-aufnahmen sehr hell erscheinen was darauf hindeutet, daß sie geologisch noch sehr jung, d.h. nicht älter als 10 Millionen Jahre sind. Manche Planetologen sind sogar der Meinung, daß, wenn es auf der Venus noch aktive Vulkane gibt, Maat Mons einer ihrer wahrscheinlichsten Kandidaten wäre.



10.37. Perspektivische Ansicht von Maat Mons, ungefähr 5x überhöht dargestellt. Im Vordergrund dieser aus Radar- und Altimetriedaten von Magellan erzeugten Bildes erkennt man helle Lavaflüsse, welche die stark zerklüfteten Ebenen von Atla Regio überdecken. Quelle NASA

Von dem Zentrum der Atla-Region ausgehend durchschneiden einige gigantische Bruchsysteme die Landschaft, welche lange, teilweise geschwungene Muster von Verwerfungen bildet, die sich über Hunderte von Kilometern hinziehen. Neben Maat Mons erheben sich in dieser Region noch weitere mächtige Vulkanschilde wie z.B. Sapas und Ozza Mons, in den Himmel.

Von Zeiten hoher Aktivität zeugt auch die Ebene Latonia, die aus einem Lavasee entstanden ist, welcher von einem breiten Lavastrom

(Dali Chasma) gespeist wurde, der sich von Ozza und Maat Mons aus in eine ehemalige Senke ergossen hat.

Die Atla Region, welches sich am Äquator östlich an Aphrodite Terra anschließt, ist ein Hochlandgebiet, welches durch Kräfte aus dem Venusinneren angehoben und dabei aufgebrochen wurde. Dabei entstanden Schwächungszonen, wo Lava entweder aus Rissen austreten oder Vulkane aller Größenordnungen entstehen konnte. Man findet auch schmale Lavakanäle und Stellen, wo Laven breitflächig über die Oberfläche geflossen sind.

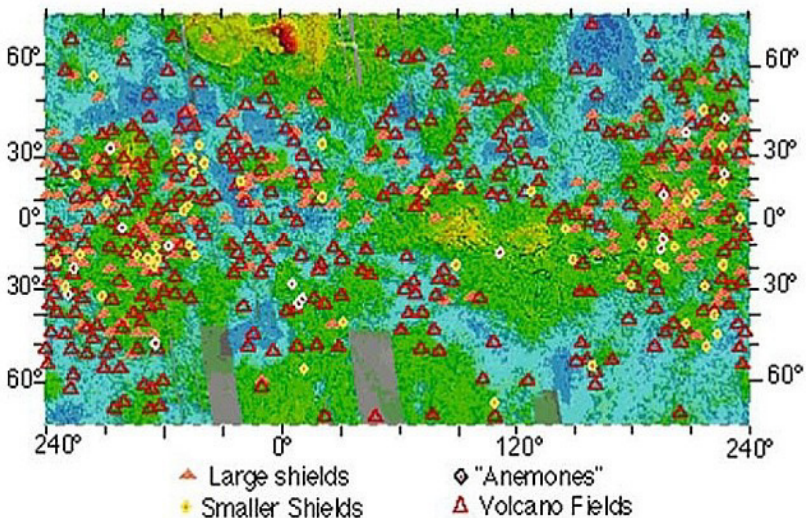


10.38. Ausschnitt aus einem ca. 100 km breiten Teil der Atla Regio mit flachen Vulkanschilden, Lavakanälen und diversen, das ganze Gebiet durchschneidenden Bruchstrukturen, die bei der Aufwölbung des Hochlandes entstanden sind. Die radialsymmetrische Struktur unten links wird auch als „Anemone“ bezeichnet. Quelle NASA

Venus

Weitere Provinzen, die auf der Venus durch große Schildvulkan-komplexe ausgezeichnet sind, sind der westliche Teil der Eistla Regio mit den Vulkanen Gula Mons und Sif Mons sowie die Alta Regio mit den bereits erwähnten Sapas Mons, Maat Mons und Ozza Mons. Eistla Regio als drittgrößte Aufwölbung auf der Venus ist vulkano-logisch gesehen sehr interessant, da man hier neben den erwähnten riesigen Schildvulkanen auch eine große Anzahl anderer Vulkantypen wie z.B. Coronae oder Pancake Domes auf engstem Raum studieren kann. Man vermutet, daß diese Aufwölbung das Resultat eines großen Mantelplumes ist, der zu einer enormen tektonischen Bela-stung dieses Hochlandgebietes geführt hat.

Mittlere und kleinere Schildvulkane



10.39. Verteilung von Vulkanen mittlerer Größe (Basisdurchmesser zwischen 20 und 100 km, „Smaller Shields“) und von „Feldern kleinerer Vulkane“ auf der Venusoberfläche. Quelle NASA

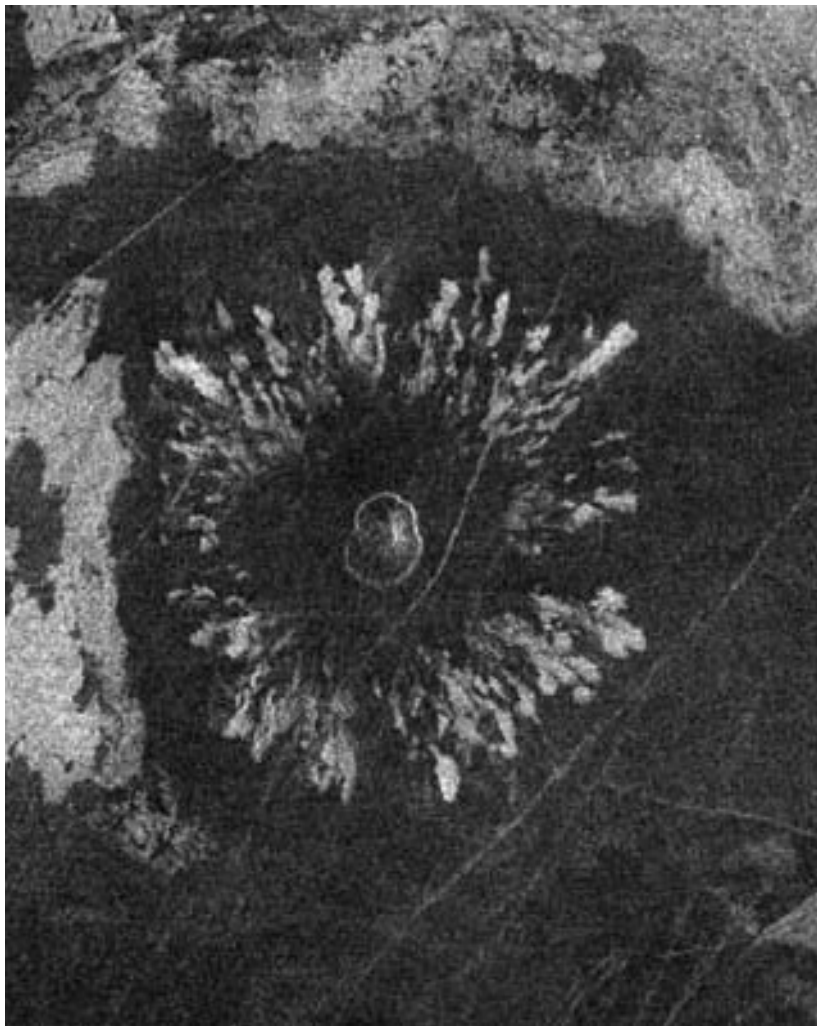
Vulkane mit einem Durchmesser zwischen 20 und 100 km sollen im Folgenden als von „mittlerer“ Größe bezeichnet werden, da sie ungefähr den Größenbereich zwischen den großen Vulkanschilden und der riesigen Zahl kleinerer Vulkane abdecken, die auf der Venus streckenweise große Felder bilden, wo sie quasi dicht an dicht stehen. Diese *shield fields* können dabei einige Hundert Kilometer Durchmesser erreichen und sind fast immer mit größeren Lavaflüssen assoziiert.

Auf den Magellan-Aufnahmen konnten insgesamt 289 Vulkane im genannten Größenbereich eindeutig identifiziert werden wobei eine besondere Konzentration in der Beta-Atla-Themis-Region zu erwähnen ist. Sie treten in einer großen Formenvielfalt auf, von denen hier nur einige Formen näher beschrieben werden können.

„Anemonen“

Schon optisch fallen auf Radaraufnahmen Vulkane auf, die von einem mehr oder weniger symmetrischen Saum von radarhellen und radardunklen Mustern umgeben sind, die ihnen das Aussehen einer Blume oder eines „Blumentiers“ geben, weshalb sich für sie die Bezeichnung „Anemone“ eingebürgert hat. Es handelt sich bei diesen *radially patterned volcanoes* um Objekte, bei denen sich aus einem Krater (der heute eine Caldera darstellt) radialsymmetrisch Lava ergossen hat, die dann bereits nach kurzer Entfernung (d.h. nach einigen Dutzend Kilometer) erstarrt ist. In dem Bereich, wo sie durch Abkühlung langsam immer dickflüssiger geworden ist und deshalb zur Blockbildung neigte, erscheint sie auf den Radaraufnahmen aufgrund der daraus resultierenden höheren Geländerauhigkeiten ziemlich hell. Der flache Kegel um den Ausflußkrater erscheint dagegen sehr dunkel, wobei noch nicht ganz klar ist, ob die Ursache dafür in einer glatteren Oberfläche oder in einer Abdeckung mit vulkanischen Aschen zu suchen ist.

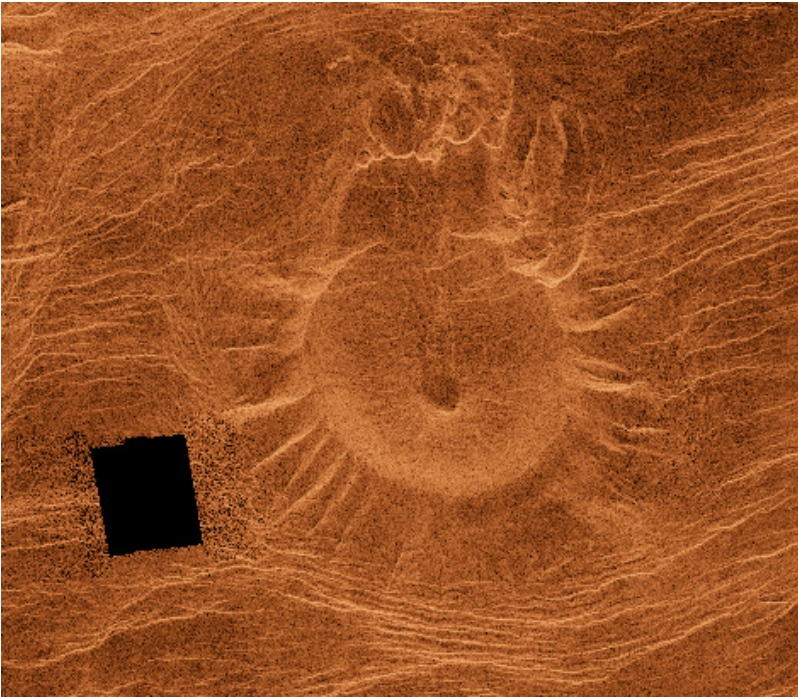
Venus



- 10.40. Ungefähr 40 km Durchmesser hat diese „Anemone“ aus der Atla-Region der Venus. Sehr gut ist im Zentrum die eingestürzte Magmakammer zu erkennen.
Quelle NASA

„Ticks“

Diese Form mittelgroßer Vulkane (20 bis 100 km Durchmesser) besteht aus einer leichten schüsselförmigen Einsenkung, welche im Zentrum eine Caldera enthält. Der äußere Rand fällt steiler ab wobei von ihm eine Anzahl radialer Bergrücken nach außen laufen. Das gibt diesen Gebilden das ungefähre Aussehen einer Zecke, einem weitverbreiteten Spinnentier, was ihren Namen erklärt. In der Fachliteratur werden sie auch als *scalloped margin domes* bezeichnet. Sie sind zwei bis dreimal seltener als andere Vulkane gleicher Größe und meist einzeln zu finden.



- 10.41. Wissenschaftler gaben diesem speziellen Vulkantyp aufgrund seines Aussehens den Spitznamen Zecke („tick“). Das abgebildete Objekt besitzt einen flachen konkaven Gipfel von 34.8 Kilometern Durchmesser. Quelle NASA

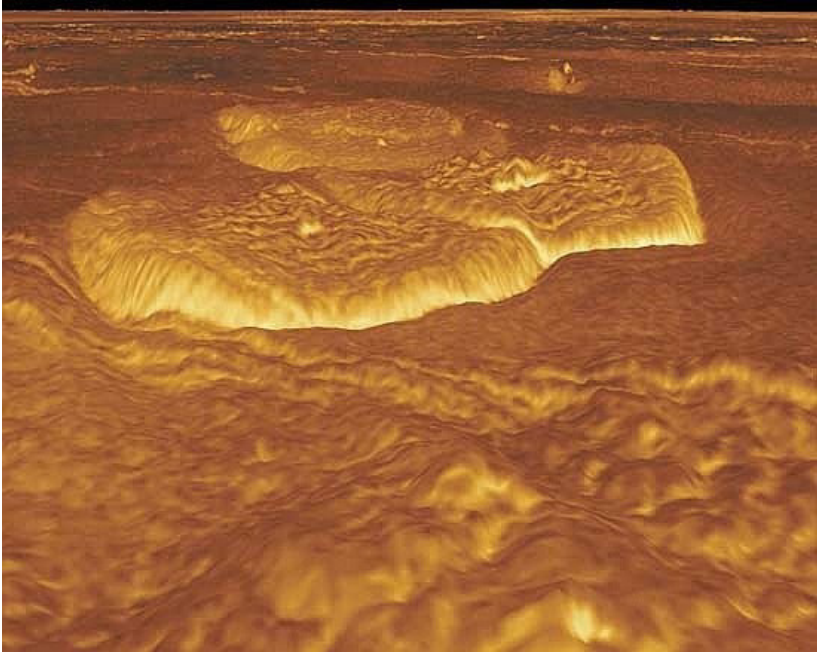
Pancake Domes – „Pfannkuchenvulkane“

Eine weitere, für manche Regionen auf der Venus typische morphologische Gruppe von vulkanischen Objekten sind die Dome. Sie sind kreisrund, im Mittel 25 Kilometer groß und überragen ihre Umgebung um etwa 700 Meter. Typisch sind radiale Brüche im relativ flachen Inneren. Man vermutet, daß sie aus zähflüssigem Magma entstanden sind, die gleichmäßig aus einem Schlot ausgeflossen ist, denn in ihren Zentren findet man oft calderaartige Strukturen. Relativ flache Dome mit steilen Flanken bezeichnet man manchmal auch als *pancake domes*, also „Pfannkuchenvulkane“.

Es existieren aber auch Domkrater mit mehr konvexen Querschnitt und nicht ganz so deutlich ausgeprägten stufenförmigen Rändern. Manchmal findet man im Zentrum der Dome auch eine kleine Krateröffnung. Allen gemeinsam ist, daß sie oft in Gruppen (teilweise sogar überschneidend) auftreten und mit größeren Coronae assoziiert sind und zwar derart, daß man sie besonders im Bereich von deren äußeren Ringfrakturen antrifft.

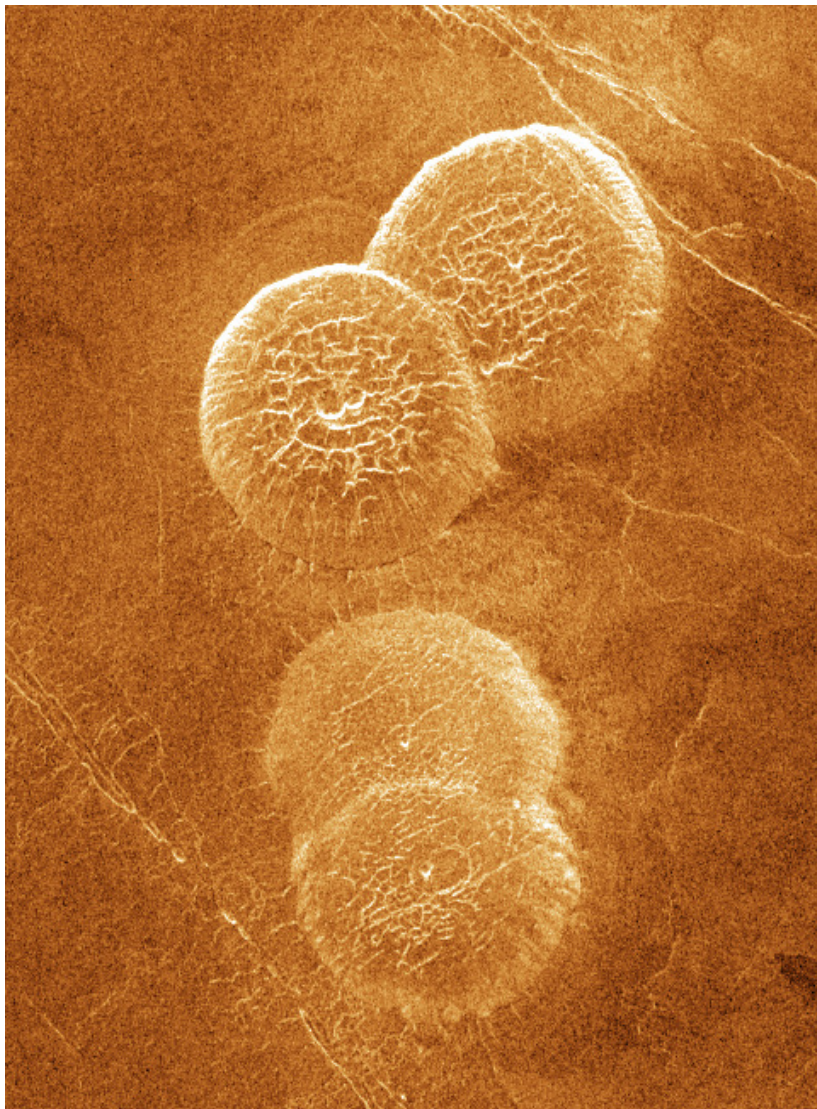
Pancake domes, die als offizielle Bezeichnung von der IAU den Namen „Farrum“ erhalten haben, sind offensichtlich durch Herausquellen einer sehr zähen Lava unbekannter Zusammensetzung aus einer relativ flachen, oberflächennahen Magmakammer entstanden. Auf der Erde sind zähe Magmen meist silikatisch (Rhyolith) und bilden i.d.R. steile „Lavadome“ (Beispiel: Felsnadel des Mt. Pele‘ 1902). Wieso solche zähen Laven auf der Venus flache und fast ideal kreisförmige „Plinsen“ bilden, ist sehr schwer zu erklären. Man vermutet, daß in diesem Zusammenhang der hohe Oberflächenluftdruck von über 9.2 MPa (entspricht auf der Erde dem Wasserdruck in ca. 910 Meter Tiefe) eine nicht unwesentliche Rolle spielt. Es ist denkbar, daß die austretenden Laven extrem gasreich sind, wobei sich die bei der Entspannung auftretende Blasenbildung nicht in ei-

ner pyroklastischen Explosion, sondern vielmehr in einem Aufschäumen äußert. Der dabei entstehende Silikatschaum fließt dann symmetrisch auseinander und nach Erstarrung bleiben die kreisförmigen Vulkanbauten mit steilen Rand übrig, die man deshalb auch als *pancakes* bezeichnet.



- 10.42. Aus Altimetermessungen rekonstruierte Schrägansicht auf die in der vorhergehenden Abbildung gezeigten flachen Lavadome (überhöht). Ähnliche Gebilde gibt es auch auf der Erde in Form von „sea mounts“ auf dem Grund der Ozeane. Man vermutet, daß die Umgebungsbedingungen (hier großer atmosphärischer Druck, auf der Erde hoher Wasserdruck) etwas mit der Ausbildung dieser flachen Dome zu tun haben. Quelle NASA

Venus



- 10.43. Gruppe von „Pfannkuchenvulkanen“ am östlichen Rand von Alpha Regio. Diese domartigen Strukturen haben einen Durchmesser von ungefähr 25 Kilometer und erreichen eine Höhe von rund 800 Meter. Quelle NASA

Calderas

Unter einer Caldera versteht man einen „Krater“, der durch den Einsturz einer entleerten Magmakammer entstanden ist. Man findet sie entweder als Gipfelcalderen erloschener Vulkane oder als Calderen von „Supervulkanen“ über entleerte oberflächennahe Magmakammern im Bereich von *hot spots* - wie auf der Erde z.B. im Yellowstone Nationalpark. In diesem Abschnitt sind nur Calderen im letzteren Sinn gemeint, von denen auf der Venus etwas über 90 gezählt werden. Sie sind dort am häufigsten im Durchmesserbereich zwischen 60 und 80 Kilometer zu finden.

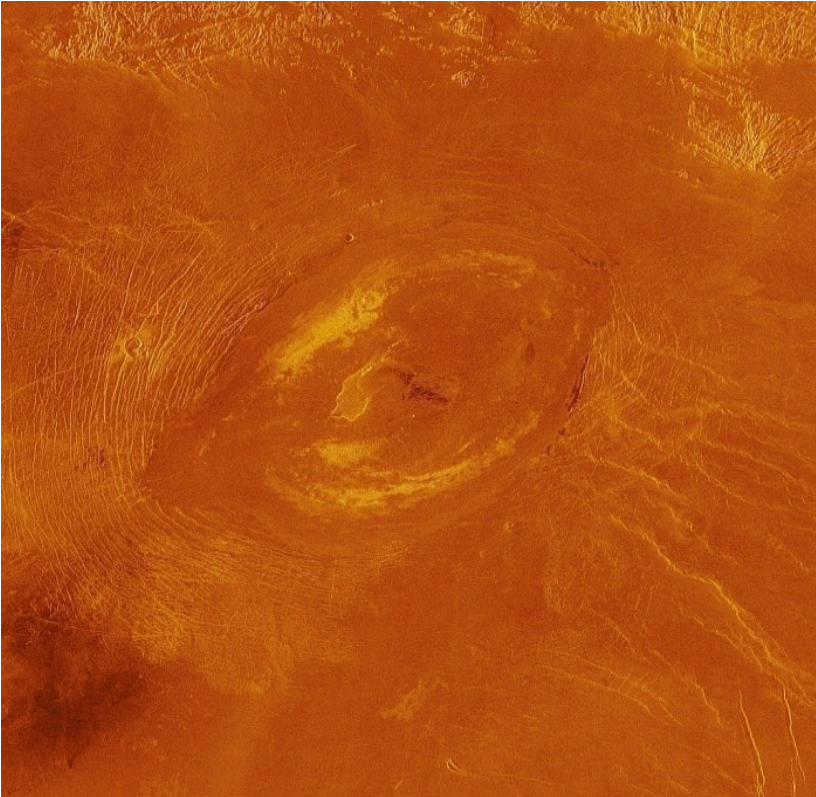
Calderen sind von Einschlagkratern in erster Linie dadurch zu unterscheiden, daß sie keine Auswurfränder aus Ejekta besitzen. Auch sind sie selten völlig kreisförmig wie die überwiegende Mehrzahl der Impaktkrater. Darüber hinaus sind sie von einem Ring von dicht angeordneten Rissen im Randbereich umgeben, die auf den Radaraufnahmen deutlich auszumachen sind. Oftmals findet man in unmittelbarer Nähe Hinweise auf ausgeprägten Oberflächenvulkanismus. Die Tiefe der Calderen liegt meist im Bereich zwischen 1000 und 3000 Meter.

In der Nomenklatur der Oberflächenstrukturen werden sie gewöhnlich als Patera bezeichnet.

Sacajawea Patera

Eine der größten Calderen auf der Venus befindet sich auf Ishtar Terra und ist nach einer Tochter eines Shoshonen-Indianerhäuptlings benannt, die als Dolmetscherin an der erfolgreichen Lewis- und Clark-Expedition teilgenommen hat, welche nach Überquerung der Rocky Mountains am 7. November 1805 den Pazifik erreichte.

Venus



10.44. Sacajawea Patera ist eine typische Caldera im Bereich des westlichen Ishtar Terra. Die Längsachse der ovalen Vertiefung mißt ca. 215 km und die Tiefe liegt bei 1-2 km. Quelle NASA

Die ovale Einbruchstruktur (120 x 215 km) befindet sich in der Ebene Lakshmi Planum im westlichen Teil von Ishtar Terra. Der Boden der Caldera scheint zum größten Teil recht flach zu sein und liegt 1 bis 2 km unter dem durch viele konzentrische Bruchkanten ausgezeichneten Kraterrand. Die Abstände der einzelnen Brüche betragen 0.5 bis maximal 4 km und erreichen eine Länge von bis zu 100 km.



- 10.45. Ausschnitt aus Abb. 6.55. Zu erkennen sind die bogenförmigen Bruchstrukturen, ein Teil der Abbruchkante sowie Teile des über 1000 m tiefer liegenden Calderabodens. Quelle NASA

Sachs Patera

Diese mit 130 m Tiefe relativ flache Caldera (Breite ca. 40 km) zeigt die typischen ringförmigen Bruchstrukturen, die für eingebrochene Magmakammern auf der Venus typisch sind. Man erkennt auch, daß die Calderabildung wahrscheinlich in zwei zeitlich getrennten Phasen stattgefunden hat, da sie aus zwei zusammenhängenden Teilen besteht.

Venus



- 10.46. Sachs-Patera. Sehr gut sind auch die Lavaflüsse zu erkennen, die offensichtlich aus der eingestürzten Lavakammer stammen. Sie erreichten eine Länge von bis zu 25 km. Quelle NASA

Coronae und verwandte Strukturen

Vulkanisch geprägte Landschaften sind auf der Venus topographisch oft mit einer Aufwölbung der Lithosphäre verbunden. Sie lassen sich grob in drei Gruppen einteilen:

- a) Landschaften, die durch Risse in der Oberfläche dominiert werden,
- b) Landschaften, in denen gehäuft Coronae und damit verwandte vulkanische Strukturen auftreten und
- c) die bereits behandelten Schildvulkankomplexe.

Coronae

Coronae sind runde oder elliptische Strukturen im Durchmesserbereich zwischen 150 und über 1000 km, wobei die größte Zahl im Bereich zwischen 200 und 250 km Durchmesser angetroffen werden. Sie sind von Ringen konzentrischer Risse umgeben, die in erster Linie ihre Morphologie bestimmen. Der innerste Teil ist oftmals stark aufgebrochen, durch radial nach außen reichende Rißstrukturen gekennzeichnet und domartig über die umgebenden Gebiete angehoben. Man kann sich leicht vorstellen, daß sie durch einen permanenten Druck von unten, der die starre basaltische Kruste angehoben und dann zerbrochen hat, entstanden sind. Dieser Druck wurde bei den Coronae und den damit verwandten Strukturen wie Arachnoide und Novae durch aus dem Venusmantel aufsteigende Diapire (Mantelplumes) erzeugt.

Coronae-dominierte Provinzen

Es gibt auf der Venus drei im Wesentlichen durch Coronae dominierte Aufwölbungen. Es handelt sich dabei um Themis Regio sowie um die östliche und die zentrale Eistla-Region. Dort findet man in ca. 1000 m Höhe über dem mittleren Venusradius ganze Cluster von

Venus

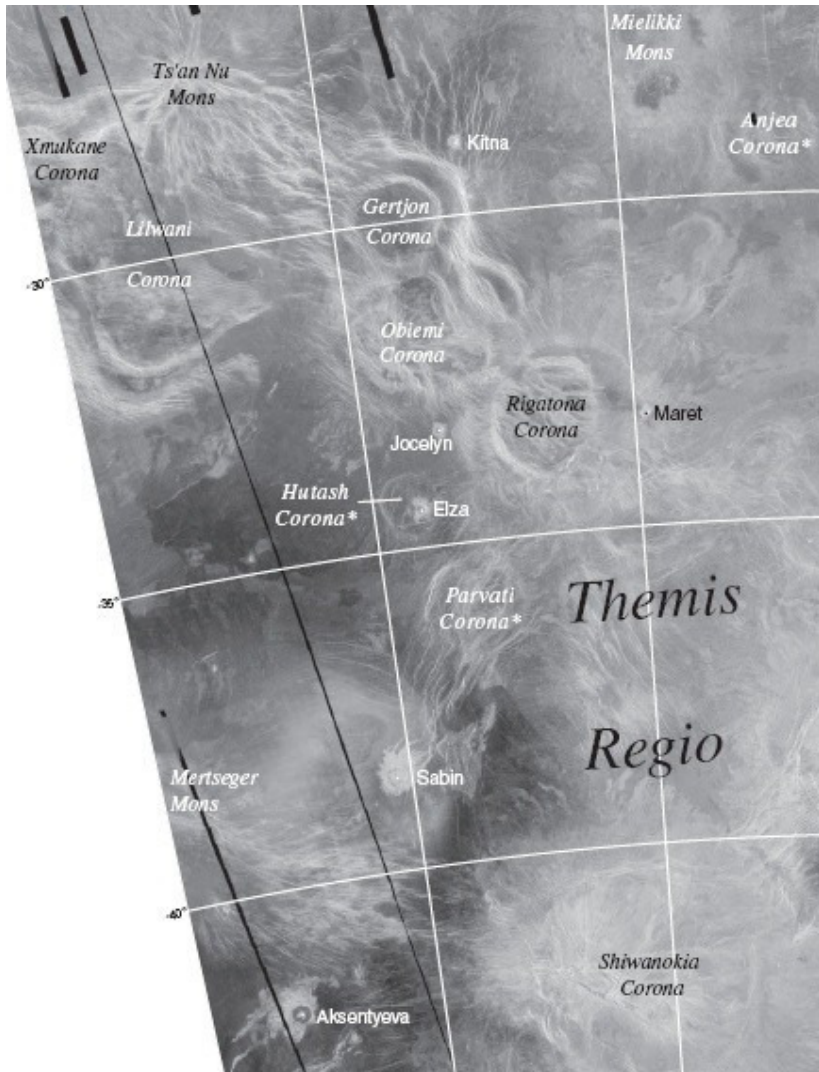
Coronae, die für jede der genannten Regionen individuelle Besonderheiten aufweisen.

Themis Regio

In dieser Aufwölbung, die eine Ausdehnung von ca. 2000 km erreicht und die im Mittel 0.5 km oberhalb der Referenzhöhe liegt, findet man acht große Coronae mit einem Durchmesser zwischen 270 und 670 km. Vier davon bilden ausgedehnte Ebenen, zwei besitzen eine zentrale Aufwölbung, die durch einen konzentrischen Rand begrenzt wird und zwei weitere besitzen am äußeren Rand Aufwölbungen, die wiederum von tiefen Trögen umgeben sind. Die Region ist außerdem durch ausgedehnte Decken aus ehemaligen Lavaflüssen ausgezeichnet, die zumindest teilweise mit den Corona-Strukturen in Verbindung stehen. Generell sind die Coronae aber erst nach der Bildung der unterliegenden Ebenen und ihrer Aufwölbung entstanden. Sie sind quasi von unten durchgedrückt worden und die dabei an der Oberfläche ausgetretenen Laven haben sich über die umliegenden Ebenen ergossen und sind anschließend erstarrt. Hinweise auf derartige und damit verbundene vulkanische Bauten sind besonders im südlichen, westlichen und östlichen Teil der Themis-Region auszumachen.

Eine detaillierte Untersuchung der geomorphologischen Struktur individueller Coronae in dieser Region offenbart eine komplexe, sich über längere Zeiträume sich erstreckende geologische Entwicklung, bei der vielfältige oberflächengestaltende Prozesse miteinander verzahnt gewirkt haben. Coronae wie Shiwanokia oder Ukemochi zeigen z.B. Strukturen, die nur in mehreren, zeitlich gestaffelten Phasen von Vulkanismus und tektonischer Deformation entstanden sein können.

Geologische Strukturen der Oberfläche



10.47. Westlicher Teil der Themis-Region mit einer Vielzahl großer Corona-Strukturen. Quelle USGS

Östliche Eistla Regio

Eistla Regio befindet im Bereich des Venusäquators westlich von Aphrodite Terra und ziemlich genau oberhalb von Alpha Regio. Der östliche Teil dieses geologisch sehr abwechslungsreichen Gebietes stellt eine ca. 1700 km lange und ca. 1 km hohe Aufwölbung dar, die an ihren Rändern mit ausgedehnten Riftsystemen und mit kleinräumigen Bruchsystemen assoziiert ist.

Die in diesem Bereich vorkommenden fünf Coronae sind dahingehend ungewöhnlich, daß sie alle ungefähr die gleichen morphologischen Merkmale aufweisen. Das betrifft ihre Größe (1 x 350 km, alle anderen zwischen 500 und 750 km), ihre Gestalt sowie eine Vielzahl jeweils ähnlicher bzw. analoger vulkanischer und tektonischer Eigenheiten. So besitzen sie alle in ihrem Inneren radiale Bruchstrukturen, die für normale Coronae eher ungewöhnlich sind. Einige Coronae sind außerdem durch gefaltete Böschungen und Grate deformiert oder anderweitig tektonisch beeinflußt. Aus der Analyse der im Gebiet vorhandenen Lavaflüsse unterschiedlichen Alters läßt sich außerdem ableiten, daß die vulkanischen Aktivitäten, die zur Bildung dieser Coronae geführt haben, zeitlich versetzt anzusiedeln sind. Das gilt auch für die aus dem Norden einstreichenden *wrinkle ridges*, die am Rand einer unbenannten Corona quasi abgelenkt werden und anhand dieser und anderer Eigenheiten jünger sein müssen als die Coronae selbst.

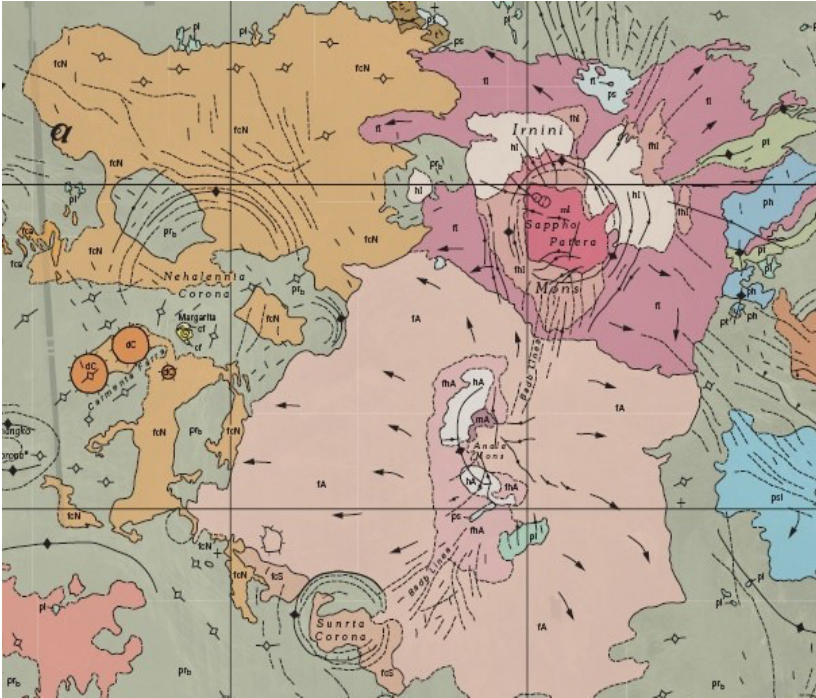
Zentrale Eistla Regio

In dieser Region, die eine Ausdehnung von ungefähr 1200 km besitzt und das Zentrum der Eistla-Aufwölbung darstellt, findet man zwei größere Coronen (Nehalennia Corona, 345 km, Sunrta Corona, 170 km Durchmesser sowie zwei coronaähnliche Vulkanschilde mit dem Namen Sappho Patera (~300 km Durchmesser) und Anala Mons (~240 km Durchmesser).



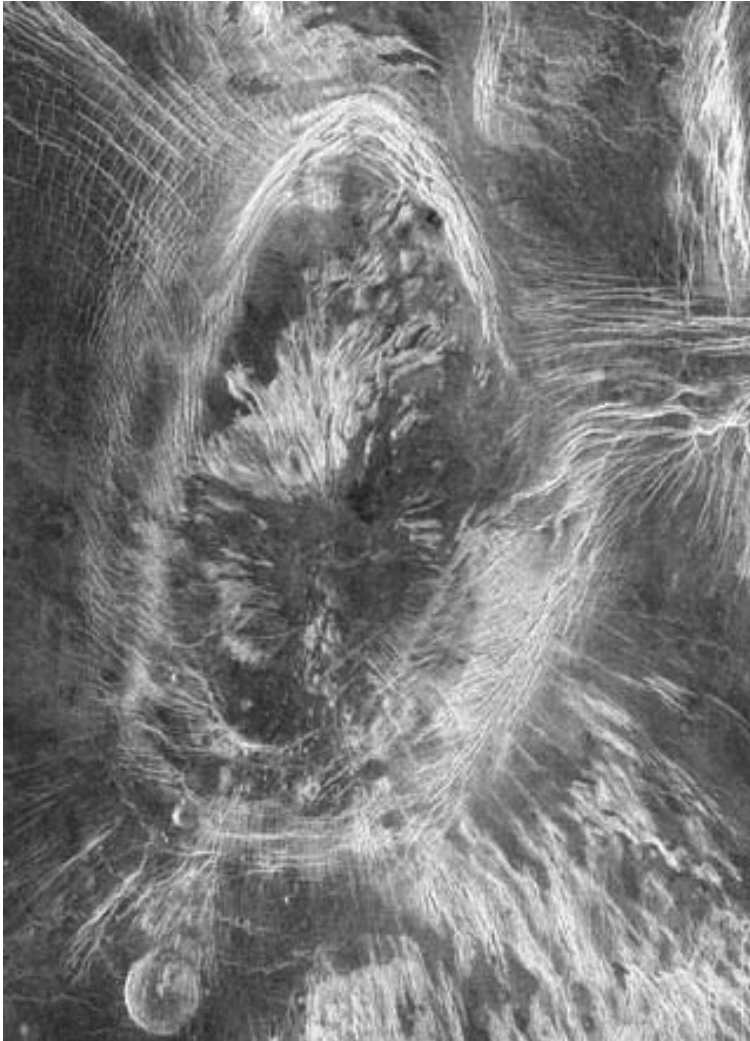
- 10.48. Auf einer weiten Ebene im südlichen Teil von Aphrodite Terra befindet sich die ca. 200 km große ringförmige Aine Corona. Genau an ihre nördliche Begrenzung schließt sich ein pancake dome mit ca. 35 km Durchmesser an. Auch im Inneren der Corona ist eine derartige, aus zähflüssiger Lava entstandene Struktur sowie darunter einige kleine Vulkanschilde zu erkennen. Quelle NASA, JPL

Venus



10.49. Geologische Karte der zentralen Eistla-Region mit Coronen, Bruchstrukturen und Lavaflüssen unterschiedlichen Alters und Ursprungs. Die Pfeile geben die Fließrichtung der ausgetretenen Laven an. Quelle USGS

Die zentrale Eistla Regio ist aus geologischer Sicht ein sehr interessantes Gebiet, da man hier mit Sapphos Mons und Anala Mons intermediäre Vulkanbauten studieren kann, die sowohl Merkmale von Schildvulkanen als auch von Coronae aufweisen. Die unterschiedlichen Reflektionseigenschaften der das Gebiet bedeckenden vulkanischen Ablagerungen lassen darüber hinaus eine relative Datierung der einzelnen Oberflächenstrukturen zu. Sie ergibt z.B., daß die Ausflüsse der Nehalennia Corona die ältesten coronalen Lavaflüsse in der zentralen Eistla-Region darstellen.

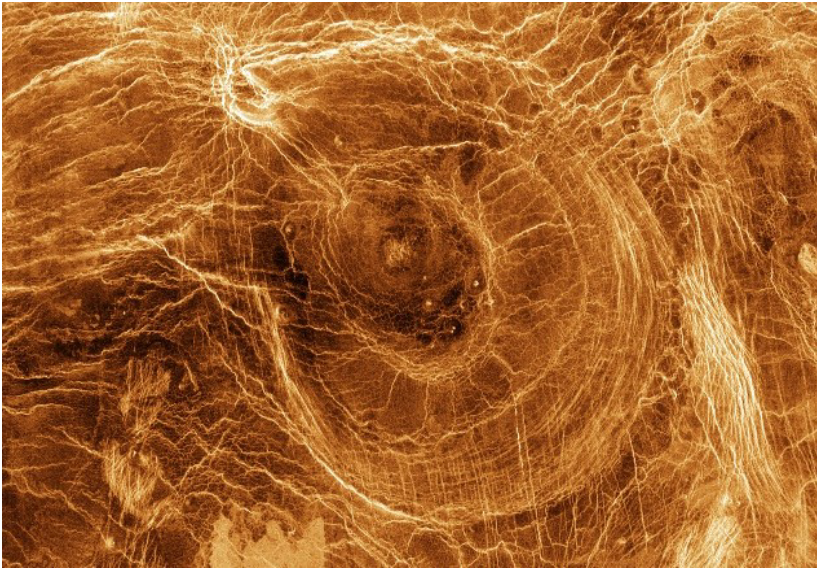


- 10.50. Eine sehr langgestreckte Form bildet die Ba'het Corona (230 x 150 km). Auch hier sind deutlich die ringförmigen Bruchlinien am Rand zu erkennen. Im Inneren findet man erstarrte Lavaflüsse unterschiedlicher Struktur und viele kleine Lavadome mit Zentralkrater, die aber auf dieser Aufnahme aufgrund des Maßstabes kaum zu erkennen sind. Quelle NASA

Venus

Arachnoiden

Eng verwandt mit den Coronaen, genauer eine spezielle Untergruppe von ihnen, stellt die Arachnoide dar. In ihrem Namen steckt das griechische Wort für „Spinne“- Arachne. Damit soll ausgedrückt werden, daß diese Objekte auf den Seitensichttradaraufnahmen von Magellan mit ihren radialen und konzentrischen Rissen irgendwie wie Spinnennetze aussehen.



10.51. Arachnoide Struktur am Rande der Fortuna Tesserae im Bereich Isthara Terra. Sie hat einen Durchmesser von ungefähr 200 km. Quelle NASA

Man vermutet, daß sie ähnlich wie die noch zu besprechenden Novae „eingefrorene“ Entwicklungsstufen von Coronaen sind.

Arachnoide sind genauso wie die Coronaen runde, selten ovale Strukturen, die mit 50 bis 200 km Durchmesser aber etwas kleiner sind als typische Coronaen. Im Unterschied zu ihnen zeigen sie neben den

konzentrischen Ringen eine Vielzahl von radialen Brüchen, welche die Ringstrukturen durchschneiden. Hinweise auf ausgedehnte vulkanische Aktivitäten sind im Vergleich zu den Coronae eher spärlich. Insbesondere fehlen großflächige Lavadecken im inneren Bereich und auch kleine Vulkanschilde, die man oftmals im Inneren der Coronae findet, sind eher selten.

Mehr als 260 Arachnoide sind bisher auf der Venus katalogisiert worden. Damit sind sie häufiger als Coronae (ca. 210) und stellen nach den größeren und mittleren Schildvulkanen die häufigste Gruppe von Vulkanbauten über 20 km Durchmesser dar. Der offensichtliche Mangel an mit Arachnoiden assoziierten extrusiven Vulkanismus wird damit erklärt, daß die radialen Risse durch von unten aufsteigende Intrusionen bedingt sind, die zu entsprechenden Spannungen und Deformationen führen.

Die regionale Verteilung ist weitgehend mit denen der Coronae identisch, was ihre Verwandtschaft unterstreicht.

Novae oder Stellate Fracture Centres

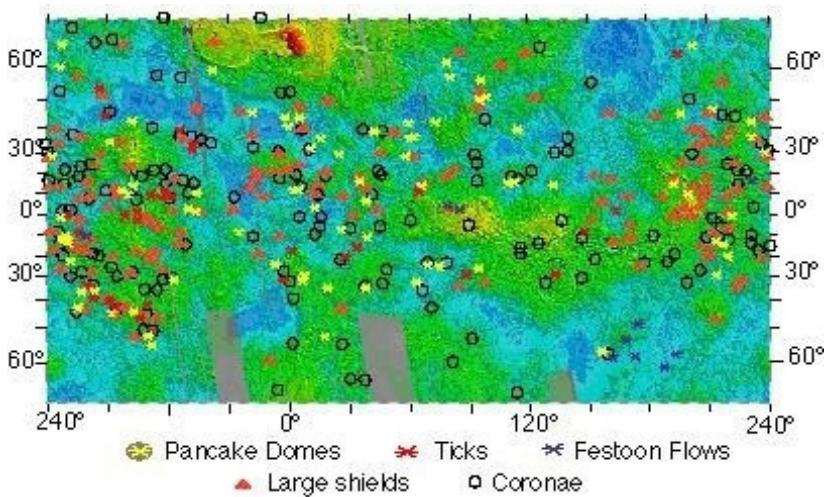
Wie „Sterne“ aus einer kaum zählbaren Menge von radialen Rissen oder Graten, die von einem gut definierten Zentrum ausgehen, sehen die „Novae“ genannten Strukturen auf den Aufnahmen der Magellan-Sonde aus. Im Prinzip ähneln sie Arachnoiden, nur das die konzentrischen Ringstrukturen vollkommen fehlen. Ihr Durchmesser liegt meist im Bereich zwischen 150 und 200 km.

Man findet sie im Bereich alter breiter Lavadecken, im inneren Bereich von Vulkanketten und innerhalb großer Coronen oder Arachnoiden. Sie kennzeichnen weiterhin oftmals die Flanken von Aufwölbungen und überlagern Teilbereiche großer Vulkanschilde. Ungefähr 160 derartiger Strukturen, die man aufgrund ihrer Morphologie als

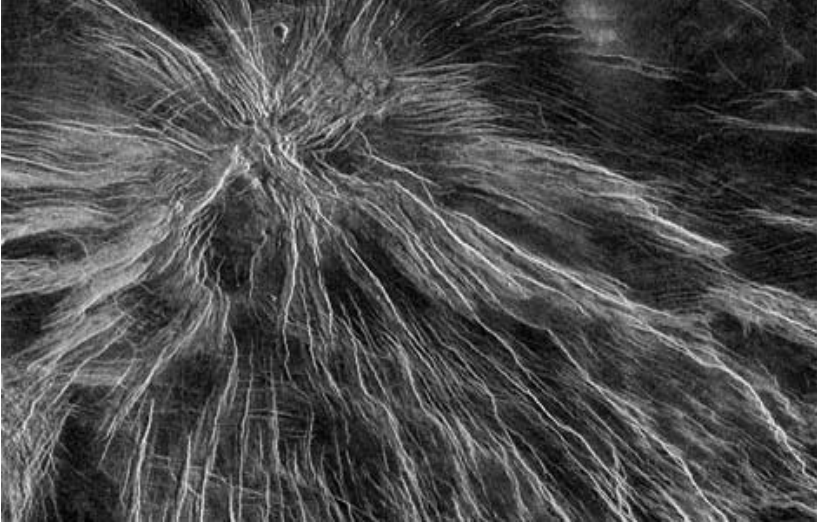
Venus

Vorläufer von Arachnoiden ansehen kann, sind mittlerweile in den entsprechenden Katalogen verzeichnet.

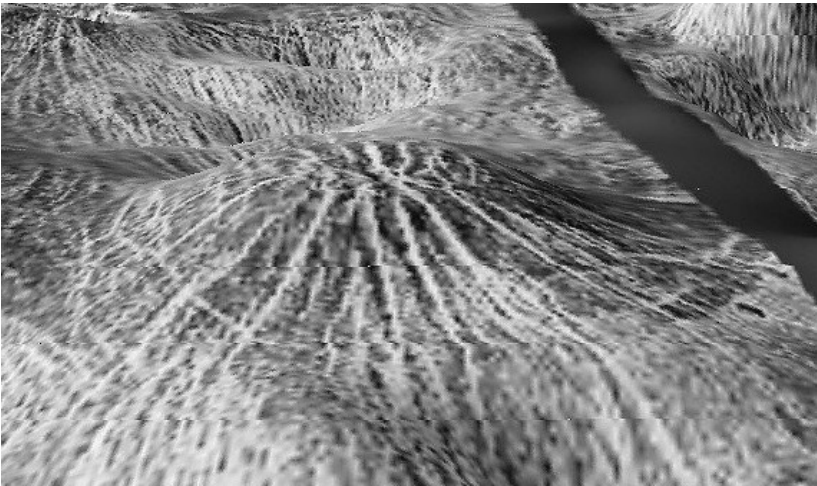
Novae zeigen noch weniger Anzeichen eines extrusiven Vulkanismus als Arachnoide. Auch haben sie das gleiche Verbreitungsmuster wie die Coronae.



10.52. Verteilung von Pancake Domes, Ticks und Coronae (inkl. Arachnoide) auf der Venusoberfläche. Quelle NASA



10.53. Diese typische, ca. 250 km große Nova befindet sich in der Themis-Region. Das Zentrum markiert den Bereich einer Erhebung, von der radial die Rißstrukturen ausgehen. Quelle NASA









10.54. Dreidimensionale Ansicht einer Nova in der Yavine Corona. Quelle NASA





Geologie und Entstehung von Coronen

Coronae und coronaähnliche geologische Formationen sind auf der Erde und anderswo im Planetensystem völlig un-bekannt. Es gibt sie in dieser Form wahrscheinlich nur auf der Venus. Sie sind nach allgemeiner Überzeugung der Planetengeologen (mit einigen wenigen Ausnahmen) das Resultat von Manteldiapiren, welche von „unten“ die starre Lithosphärenkruste beeinflusst haben, ohne daß es zur Entstehung von großen Vulkanschilden vom Hawaii-Typ oder von Supervulkanen gekommen ist. Nach dieser Auffassung stellen Novae, Arachnoide und Coronen lediglich unterschiedliche Ausprägungen ein und desselben geologischen Phänomens (eines aufsteigenden Plumes) dar.

Coronae treten in einer gewissen Formenvielfalt auf, die sich insbesondere in ihren Profilen niederschlägt. Man unterscheidet z.B. (STOFAN et.al. 1997)

Gruppe	Profil	Beschreibung
1		Dome
2		Plateau
3a		Berandetes Plateau
3b		Berandet mit zentraler Erhebung
4		Berandete Depression
5		Multiringstruktur mit zentraler Erhebung

Geologische Strukturen der Oberfläche

6		Multiringstruktur mit zentraler De- pression
7		Nur Randgebirge
8		Nur Depression
9		Abgeflacht

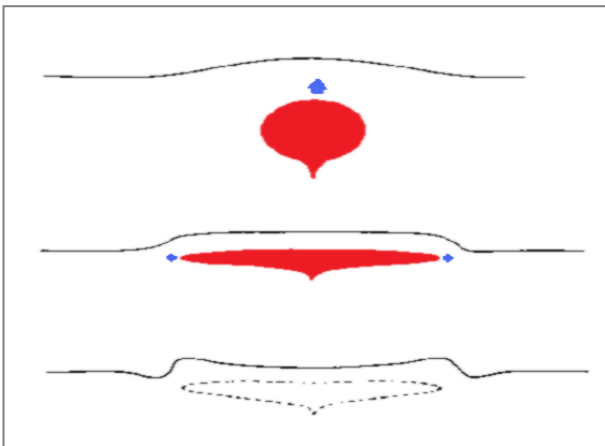
Allen gemeinsam sind die ringförmigen Brüche, welche die Peripherie der Coronae nachzeichnen. Auch sind mehr oder weniger ausgedehnte Lavaflüsse im Inneren (Plateaus) oder außerhalb des Randes auszumachen. Treten neben den kreisförmigen Brüchen noch radiale Brüche hinzu, dann erhält man arachnoide Coronae. Sie haben ähnliche Profile. Zu ihrer Charakterisierung werden die Struktur, die Lage und der Verlauf der extensionalen konzentrischen sowie der mehr durch Kompression entstandenen radialen radarhellen Linamente herangezogen.

Auch von den Novae gibt es verschiedene Typen, die sich hauptsächlich in der Art des Ursprungsortes der Rißstrukturen und dessen Struktur (z.B. ob der Konvergenzpunkt der Risse sichtbar oder durch Lavaflüsse überdeckt ist) unterscheiden.

Den Entstehungsmechanismus stellt man sich (ohne zu sehr in Detail zu gehen) ungefähr folgendermaßen vor: Ausgangspunkt ist eine starre, aber nicht zu starke Lithosphärenplatte aus trockenen, basaltischen Material. Aus dem Venusmantel steigt gemäß dem archimedischen Prinzip eine Magmablase (Diapir) auf, die aufgrund ihres Auftriebes von unten gegen die starre Lithosphärenplatte drückt und dadurch eine Ausdünnung und Aufwölbung verursacht. Dabei gerät dieser Teil der Lithosphärenplatte unter Zugstreß und es bilden sich

Venus

bei Überschreitung der Zugfestigkeit der Krustengesteine radiale Risse aus. Durch diese Risse kann lokal auch Lava austreten und sich in der Umgebung ablagern oder nach Abkühlung innerhalb der Risse intrusive Gesteinskörper ausbilden. Diese erste Phase der Coronabildung könnte man auch als Nova-Stadium bezeichnen. Wird in diesem Stadium der Auftrieb gestoppt, dann entstehen typische *stellate structure centers*, deren Mittelpunkte ungefähr die Lage der „stekengebliebenen Plumes“ kennzeichnen.



10.55. Entstehung einer einfachen plateauartigen Corona mit zentraler Depression. Oben Aufwölbung, darunter Plateaubildung und unten Relaxation.

In der zweiten Phase kommt es zur Ausbildung der typischen Ringspalten, die in der Regel im äußeren Randbereich einer Corona zu finden sind. Ganz außen ist in manchen Fällen ein die gesamte Struktur umgebender Graben auszumachen (Coronae der Gruppen 5 und 6). Man kann sich vorstellen, daß es durch die aufsteigende Magmablase im Zentrum der Aufwölbung durch Aufschmelzvorgänge zu einem Ausdünnen der Kruste kommt, die irgendwann zentral einbricht, wobei das flüssige Gestein die Oberfläche erreicht. Die Rän-

der – da sie spezifisch schwerer sind als das Material der Magmablaste – beginnen nach unten zu sinken und an der „Knickstelle“ bildet sich u.U. ein zirkularer Höhenrücken und im inneren Randbereich eine Vielzahl ringförmiger Risse aus (SANDWELL, SCHUBERT 1992). Eine andere Möglichkeit besteht auch darin, daß es in einer dritten Phase zu einer Relaxation in dem Sinne kommt, daß die mit dem thermischen Ausgleich verbundene Volumenreduzierung der Magmakammer zu einem Einsinken des Zentrums der Aufwölbung führt, was wiederum die Herausbildung von Ringspalten an der Peripherie der Coronae befördern kann.

Die bei diesen und ähnlichen Prozessen entstehenden Morphologien sind durchaus vielfältig, wie die verschiedenen Typen der Coronae zeigen. Bei einigen von ihnen konnten sogar morphologische Eigenheiten gefunden werden die den Schluß zulassen, daß mehrere zeitlich versetzte Phasen von Ringbildungsszenarien und Deformationen stattgefunden haben müssen (STOFAN, SMREKAR 1996). Bei einigen Coronae sind in deren Inneren sogar Novae auszumachen (z.B. Mbokomu Mons), die demnach eindeutig jüngeren Datums sind und ein der Corona folgende Aktivitätsperiode anzeigen.

Die Entstehungsgeschichten von Coronae und verwandter Strukturmerkmalen auf der Venusoberfläche sind in vielerlei Hinsicht noch nicht sonderlich gut verstanden und auf jedem Fall sehr komplex. Das gilt auch für die damit verbundenen vielfältigen vulkanischen Prozessen, die man auf den Magellan-Aufnahmen dieser Gebilde allenthalben beobachten kann.

Hot-Spot-Vulkanismus

Der Vulkanismus der Venus ist ausschließlich auf *hot spot* – Aktivitäten zurückzuführen. Auf der Erde ist er im Gegensatz dazu im Wesentlichen ein Phänomen der Großplattentektonik im Bereich

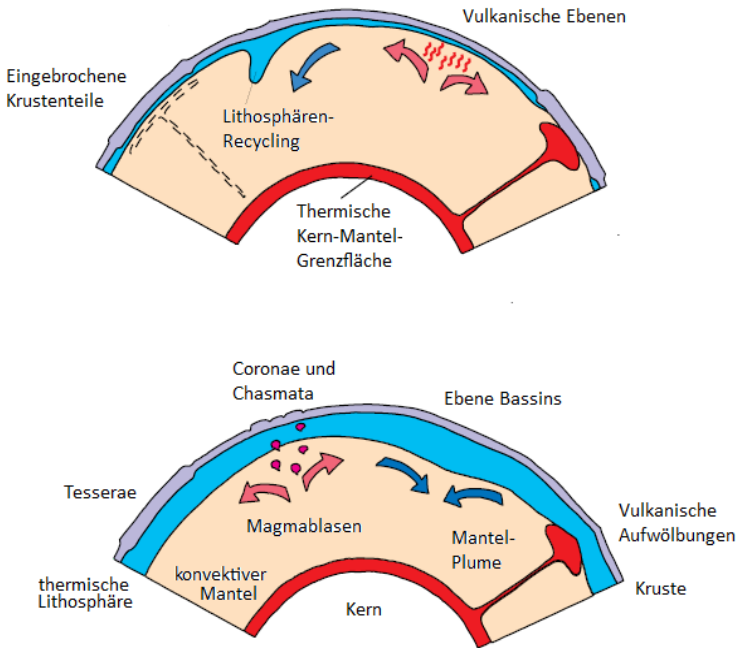
Venus

der Plattenränder (Subduktionszonen, Riftvulkanismus). Da es auf der Venus in diesem Sinne keine – oder anders ausgedrückt - nur eine, den gesamten Planeten umfassende „Platte“ gibt, haben wir es hier mit dem Phänomen eines reinen Intraplattenvulkanismus zu tun, den es in ähnlicher Form auf der Erde auch gibt, wenn auch in einer etwas anderen Ausprägung (ortsfeste Mantelplumes bilden z.B. Ketten von Vulkaninseln, Vulkanen oder Calderen, wenn eine ozeanische oder kontinentale Platte darüber hinweg geschoben wird).

Auf der Venus sind die größeren Hochländer das Ergebnis von aus dem Bereich der Kern-Mantel-Grenze aufsteigenden Diapire, die sich unter der starren Oberfläche plumeartig verbreitern und dabei eine auftriebsbedingte Anhebung der Kruste, die dabei unter erheblichen tektonischen Streß gerät, bedingt. Kleinere Plumes in Form von im Venusmantel gebildeten und aufsteigenden Magmablasen, die wahrscheinlich episodisch im Zuge einer Aufheizung im Venusmantel entstehen, sind dagegen für Flutbasalte, Coronae und verwandte Vulkanbauten sowie für Vulkanschilde aller Größenordnungen und Calderen verantwortlich.

Die Ursachen für den exzessiven Vulkanismus sind Prozesse im Venusmantel. Ähnlich wie bei der Erde werden dort konvektiv plastische Gesteinsmassen umgewälzt und dabei Wärme, die u.a. beim radioaktiven Zerfall entsteht, in Richtung Oberfläche transportiert. Dort befindet sich aber eine Wärme schlecht leitende Schicht (die Lithosphäre), so daß u.U. weniger Wärme an die Oberfläche gelangt als im Innern des Planeten permanent erzeugt wird. Auf der Erde ist das Bild ausgeglichener, weil die Großplattentektonik zu einer effektiven Mantelkühlung führt. Bei der Venus könnte es dagegen so sein, daß Epochen mit „mobilen“ Platten und Epochen mit „stagnierenden“ Platten miteinander abwechseln, wobei die kritischen Zwischenstufen durch erhöhten Plume-Vulkanismus ausgezeichnet sind.

Geologische Strukturen der Oberfläche



- 10.56. Wichtigste magmatisch-tektonische Prozesse der Venus vor und nach Ausbildung einer starren Kruste im Modell einer zuerst mobilen und dann stagnierenden Kruste. Zeitlich ist die obere Abbildung vor ca. 700 Millionen Jahren und die untere ab ca. 500 Millionen Jahre bis heute anzusiedeln. (nach J.PHILLIPS et.al. 1998)

Magmen, Laven und Eruptionsverhalten

Über die stoffliche Beschaffenheit der Venusoberfläche konnte Einiges von den sowjetischen Landesonden in Erfahrung gebracht werden. Ihnen gelang es mittels Röntgen-Fluoreszenz-Spektroskopie die Häufigkeiten einiger wichtiger, in Mineralien enthaltener Elemente (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Cl und S) sowie mittels Gammastrah-

Venus

lenspektroskopie die Konzentrationen von Kalium K, Uran U und Thorium Th an ihren Landeorten zu bestimmen. Im Vergleich zu irdischen Gesteinen ließen sich mit diesen Daten Aussagen über die jeweils anliegenden Gesteine gewinnen, bei denen es sich vom Typ her fast ausschließlich um Basalte handelt (insbesondere siliziumreiche tholeiitische Basalte). Aufgrund der von der Erde doch sehr verschiedenen Umweltbedingungen ($T \sim 475^\circ\text{C}$, $P \sim 9 \text{ MPa}$, höhere Manteltemperaturen) sind diese Basalte natürlich nicht mit den irdischen Basalten identisch. Insbesondere fehlt ihnen fast völlig Wasser, so daß sie quasi „trocken“ sind, was bekanntlich maßgebliche Auswirkungen auf ihre physikalischen Eigenschaften wie Festigkeit, Schmelzverhalten, Viskosität etc. hat.

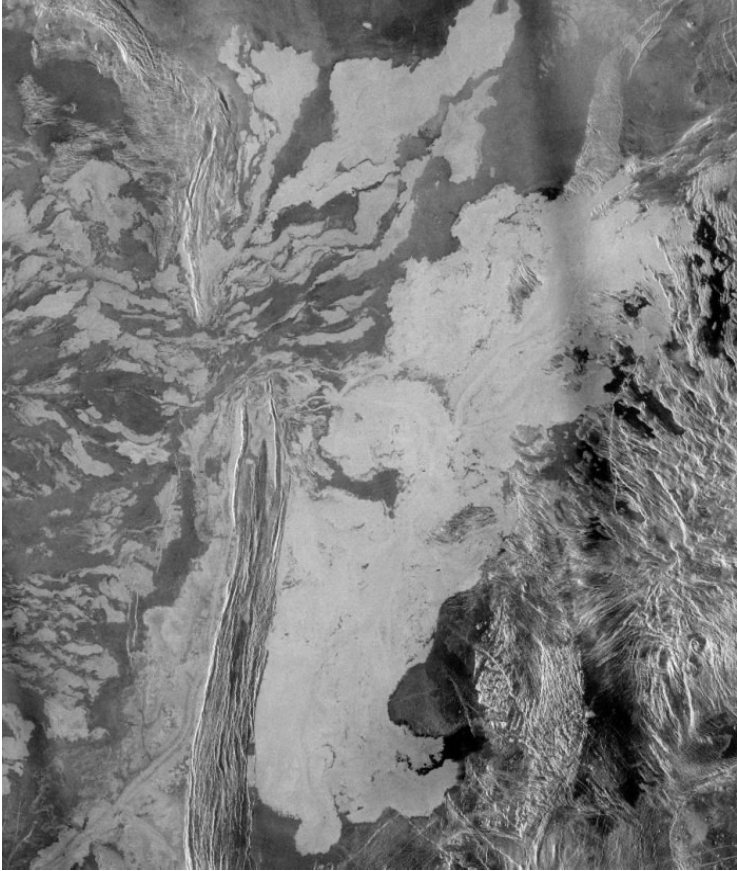
Basalt ist natürlich nicht Basalt. Die vielfältigen Kennzeichen vulkanischer Aktivität auf der Venus lassen auf die Präsenz verschiedenartiger basaltischer Magmen schließen. Die Existenz extrem langer Lavakanäle (die teilweise die 1000 km – Grenze weit überschreiten) läßt sich z.B. nur durch das Ausfließen extrem dünnflüssiger Magmen erklären, die reich an Karbonaten sind. Ihre Viskosität erreicht fast die von flüssigem Wasser. Man kennt derartige Magmen auch von der Erde her, wo sie jedoch heute nur noch lokal im Bereich des ostafrikanischen Grabenbruchsystems gefördert werden. Es handelt sich dabei um sogenannte Alkali-Karbonatite. Im Gegensatz dazu erfordert die Bildung von Domstrukturen (Domkrater, Lavadome) sehr zähe, d.h. kieselsäurereiche Magmen, die in ihrer chemischen Zusammensetzung beispielsweise dem irdischen Granit entsprechen und als Rhyolithe (oder intermediär als Dazite) bezeichnet werden. Zwischen diesen beiden, die Viskosität betreffenden Extreme, gibt es natürlich viele Zwischenstufen.

Wenn Magmen gefördert werden und sich über die Oberfläche eines Planeten ausbreiten, spricht man gewöhnlich nur noch von Laven

(flüssig) oder Tuffen (vulkanische Aschen). Sie können aus Spalten oder Graten ausfließen, bei Eruptionen in die Atmosphäre geschleudert werden oder als Glutwolken die Hänge von Vulkanen herab rasen, Alle diese Erscheinungen sind von der Erde her gut bekannt. Auf der Venus kommt es jedoch zu Modifikationen, die u.a. dem hohen Oberflächentemperaturen und dem hohen atmosphärischen Druck geschuldet sind. Während auf der Erde gasreiche Magmen zu pyroklastischen Ausbrüchen neigen, sollte diese Erscheinungsform des Vulkanismus auf der Venus eher selten sein. Das liegt einmal an dem zu geringen Wasser- bzw. Kohlendioxidgehalt (1-2 Gewichtsprozent H_2O oder 3-5 Gewichtsprozent CO_2 sind auf der Venus erforderlich während auf der Erde bereits 0.1 bis 0.4 Gewichtsprozent Wasseranteil ausreichen) und zum anderen an dem enormen Bodendruck, der auf der Erde erst in eine Wassertiefe von mehr als 900 m erreicht wird. Sollte es auf der Venus trotzdem einmal zu einer „plinianischen Eruption“ kommen, dann würde die Explosionswolke bei gleicher Ausgangslage lediglich 1/3 der Höhe wie auf der Erde erreichen, was natürlich wiederum Auswirkungen auf das Depositionsverhalten des gefördertten Lockermaterials hätte.

Aber auch das Verhalten der aus Spalten oder Kratern ausfließenden Laven ist aufgrund der hohen Temperaturen und des enormen Gasdrucks anders als auf der Erde. Die hohen Temperaturen wirken z.B. einer schnellen Auskühlung entgegen, so daß sie länger fließfähig bleiben. Andererseits sind aufgrund des hohen Gasdrucks konvektive Kühlmechanismen effektiver, so daß in der Summe auf der Venus Lavaflüsse im Durchschnitt 1/5 länger sind als unter irdischen Bedingungen.

Venus



10.57. Erstarre Lavaflüsse, die sich einst aus der Ammavaru-Caldera (links außerhalb des Bildausschnitts) ergossen haben. Die unterschiedlichen Helligkeitsstufen korrespondieren mit unterschiedlichen Oberflächenrauigkeiten. Quelle NASA

Außerdem erfolgt der Übergang zwischen Pahoehoe-Lava (besonders heiße und dünnflüssige Laven mit plastischer glatter Erstarungsfläche) zu Aa-Lava (kühlere Laven mit scharfkantigen Erstarungsflächen, Blocklaven) schneller als auf der Erde, was den Fließradius verringert.

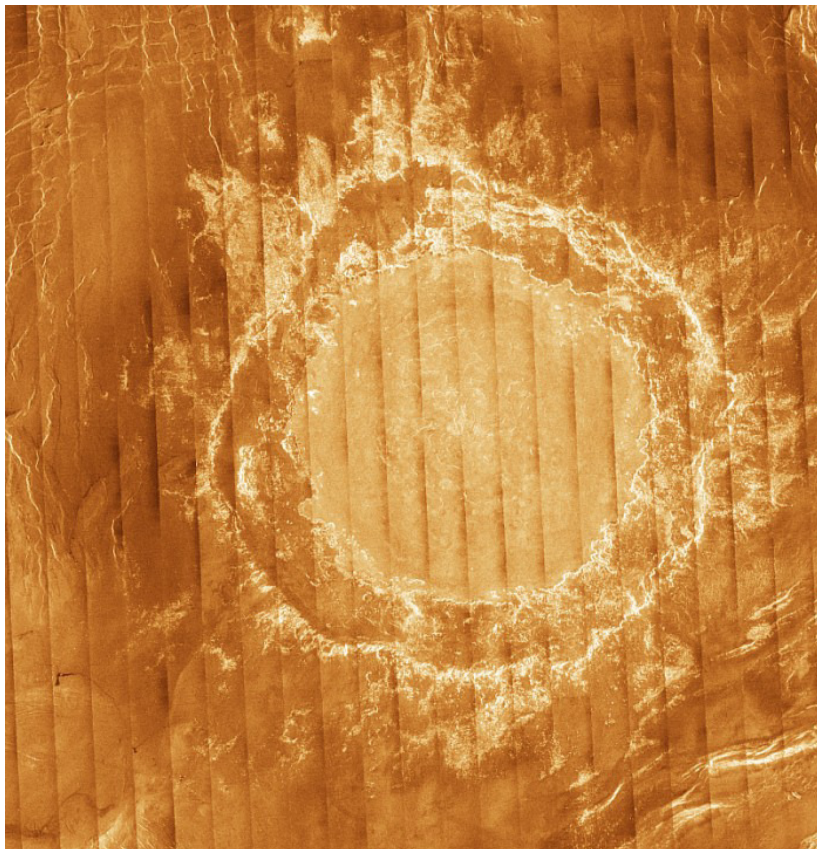
Impaktkrater auf der Venus

Bereits von den sowjetischen Venussonden konnten auf der Venusoberfläche Einschlagskrater nachgewiesen werden. Der Größte von ihnen ist der Mead-Krater, eine Multiringstruktur von 280 km Durchmesser. Er erscheint im Gegensatz zu Kratern ähnlicher Größe auf dem Mond als sehr flach. Die Höhendifferenz zwischen Kratermitte und Kraterflanke dürfte kaum 1000 m betragen.

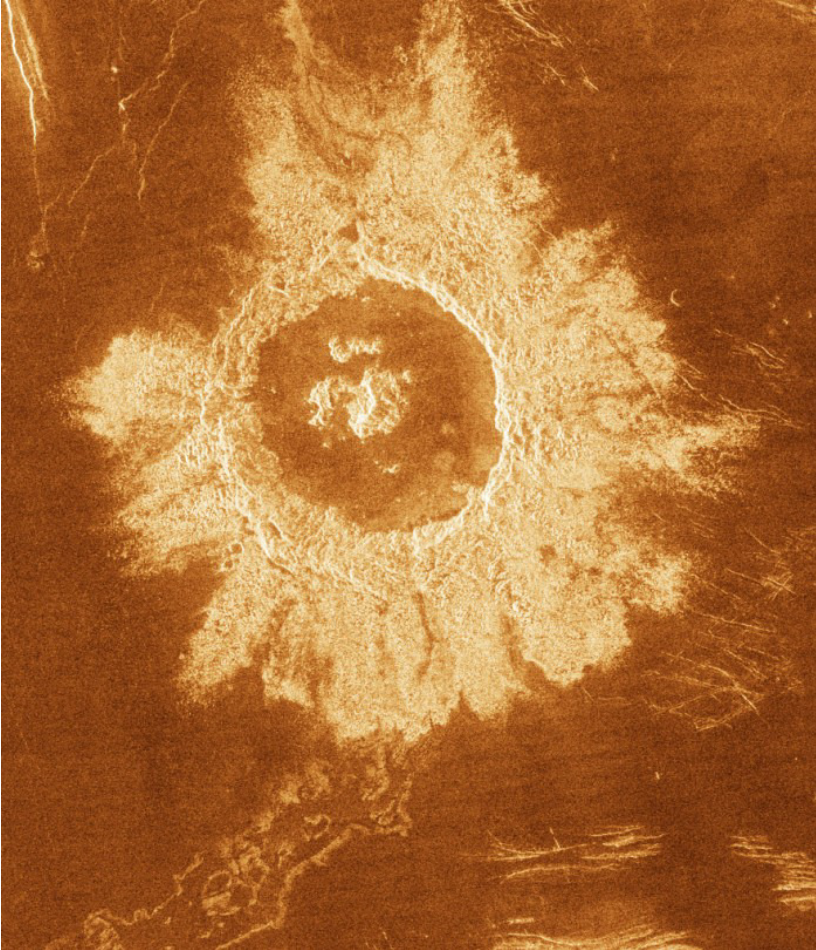
Auffällig ist, daß es kaum kleinere Meteoritenkrater auf der Venus gibt und wenn ja, sie traubenförmige Strukturen mit vielen Überlappungen bilden. Die Ursache dürfte in einem Auswahleffekt zu suchen sein, der durch die dichte Atmosphäre bedingt ist. Kleinere Projektile verdampfen entweder oder brechen in mehrere Teile auseinander, welche die Oberfläche entweder nicht mehr erreichen oder Streuellipsen bilden.

Bei größeren Einschlägen kann sich das Auswurfmaterial (Ejekta) nur in der Nähe des Kraters ablagern, was zu diffusen Flecken (die im Radarbild i.d.R. hell erscheinen) um ihre Peripherie führt. Verursacht wird das durch die in Bodennähe extrem dichte Atmosphäre, wo der Gasdruck ca. 90 mal größer ist als auf der Erdoberfläche. Durch die Reibung wird das Auswurfmaterial ziemlich schnell abgebremst und kann sich deshalb nicht über eine größere Fläche ausbreiten.

Venus



- 10.58. Der nach der Anthropologin und Ethnologin Margaret Mead (1901-1978) benannte Impaktkrater hat einen Durchmesser von 280 km und die für komplexe Krater oftmals typische Doppelringstruktur. Quelle NASA



- 10.59. Danilova-Krater, wie er von Magellans Seitensicht radar aufgenommen wurde. Er zeigt alle typischen Merkmale eines Impaktkraters: Zentralberg, einen Kraterwall, den Kraterboden und darum einen ausgedehnten Ejekta-Bereich. Links unten und oben sind Strukturen zu erkennen, die auf einen Ausfluß von flüssigem Gestein hindeuten. Der Krater ist nach Alexandra Danilova (1903-1997) benannt, einer berühmten russischen Ballerina. Der Durchmesser des Kraters beträgt 49 Kilometer. Quelle NASA

Venus

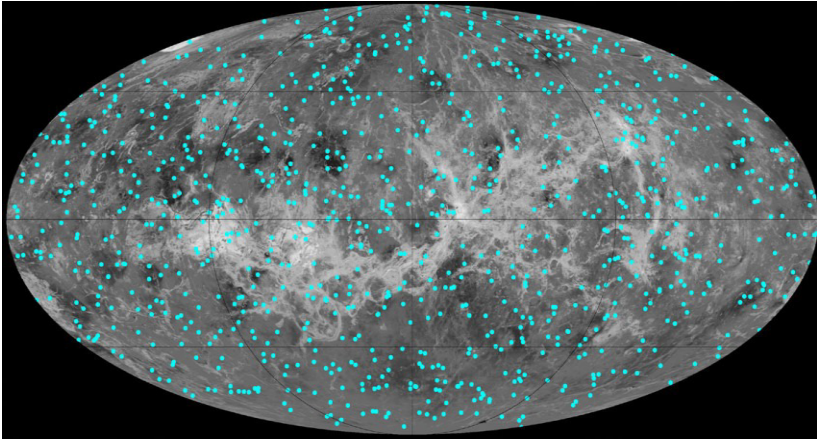
Auch Krater mit Zentralberg werden auf der Venus gefunden. Ein Beispiel ist der 48 km große Danilova-Krater, der neben dem Zentralberg auch ein sehr schönes Ejekta-Halo sowie diverse Ausflüsse zeigt.

Alter und Verteilung

Ungefähr 60% der Einschlagkrater zeigen keinerlei Spuren von irgendwelchen Veränderungen seit ihrer Entstehung. Nur in wenigen Fällen (<10%) wurden Krater durch vulkanische Prozesse, z.B. durch Magmaüberflutungen oder tektonische Einflüsse, verändert. Außerdem sind sie außergewöhnlich gleichmäßig über die Venusoberfläche verteilt, was sehr ungewöhnlich ist.

Deshalb hat diese Beobachtung auch eine große Bedeutung für das Verständnis der geologischen Vergangenheit der Venus. Während die Krater auf dem Merkur im Durchschnitt sehr alt sind (mehrere Milliarden Jahre), können die Impakte auf der Venus kaum älter als 600-800 Millionen Jahre sein, eher noch um einiges jünger. Die Venusoberfläche ist, geologisch gesehen, außergewöhnlich jung. Sie hat sich im Zeitraum zwischen 800 und 600 Millionen Jahre völlig erneuert, d.h. riesige Gebiete wurden von Magma überflutet oder waren den Auswirkungen eines starken Vulkanismus ausgesetzt. Dadurch wurden fast alle vorangegangenen geologischen Strukturen zerstört oder überdeckt. Nur auf diese Weise ist die erstaunliche Gleichverteilung der Impaktkrater auf der Venus zu erklären.

Was die Ursache für dieses einschneidende Ereignis der globalen Oberflächenerneuerung in der Entwicklungsgeschichte der Venus war und wie es im Einzelnen abgelaufen ist, wird immer noch kontrovers diskutiert.



10.60. Verteilung der ca. 960 auf der Venusoberfläche identifizierten Impaktkrater. Diese Verteilung ist der sichtbare Beweis, daß die Oberfläche innerhalb einer geologisch kurzen Zeit völlig umgestaltet worden ist, wobei die zuvor vorhandene Impaktkrater quasi ausgelöscht wurden. Quelle Hauck

Klassifikation der Impaktkrater

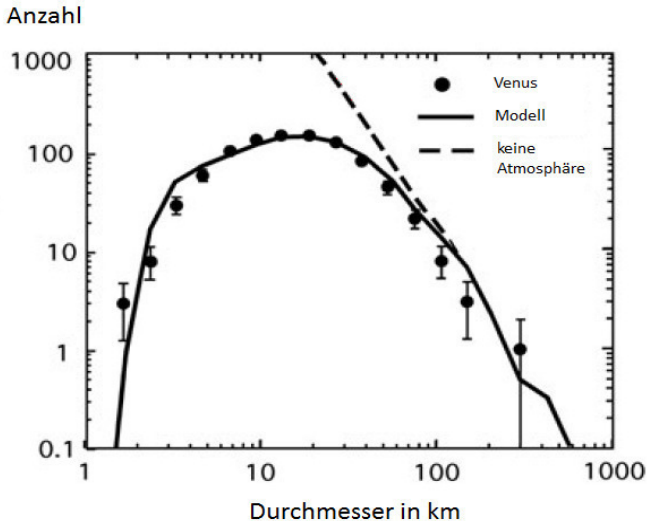
Auf den Magellan-Aufnahmen der Venusoberfläche konnten insgesamt über 960 Impaktkrater im Größenbereich zwischen 1.5 km und 270 km sicher identifiziert werden. Sie lassen sich in sieben morphologische Gruppen einteilen:

- Multiring-Impaktbassins
- Doppelringkrater
- Krater mit Zentralbergen
- Krater mit strukturlosen Bodenflächen
- Irreguläre Krater
- „Spotches“ (Kleckse)
- Multiple Krater (Kraterketten, Streuellipsen etc.)

Venus

Allen ist gemeinsam, daß sie recht jung sind. Impakte aus der Zeit des „Großen Bombardements“, die auf Merkur, Mond und Mars überwiegen, gibt es auf der Venus nicht mehr. Sie sind, wie noch im Einzelnen erläutert wird, einem globalen *Resurfacing* zum Opfer gefallen.

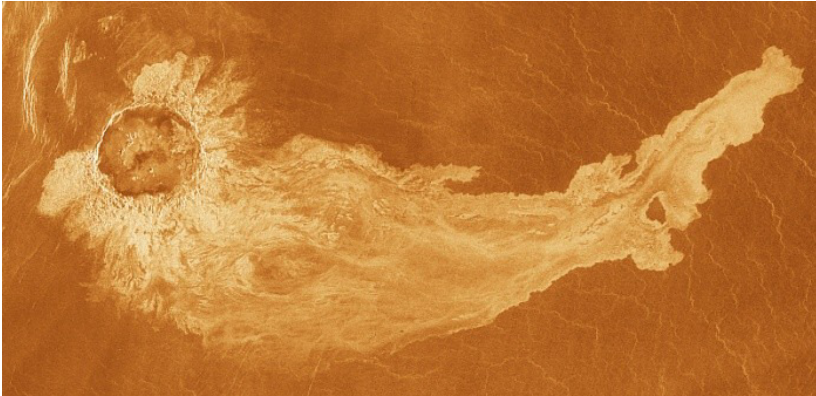
Das Aussehen und die Gestalt der Impaktkrater korreliert stark mit ihrem Durchmesser. Kleine Krater mit 10 bis 20 km Durchmesser besitzen i.d.R. ein relativ unregelmäßiges Inneres. Größere Krater sind komplex, d.h. sie besitzen eine zentrale Erhebung. Ab einem Durchmesser von 50 bis 60 km beobachtet man eine typische Ringstruktur. Sehr kleine Kratergruben treten oft in Gruppen auf, was darauf hinweist, daß sie von größeren Meteoriten stammen, die beim Durchgang durch die Atmosphäre zerbrochen sind.



- 10.61. Anzahl-Durchmesser-Verteilung von Impaktkratern auf der Venus im Vergleich zu einem Modell, bei dem die Impakte erst vor ca. 800 Millionen Jahren eingesetzt haben. Die gestrichelte Linie gibt die erwartete Verteilung an, wenn Venus keine dichte Atmosphäre besitzen würde. (McKannon et.al. 1997)

Ausflüsse aus Impaktkratern

Eine Besonderheit von Venusimpakten sind Ausflüsse, die bei manchen von ihnen zu beobachten sind. Man vermutet, daß es sich um Schmelzen handelt, die während des Impakts entstanden sind. Daß man dieses Phänomen in dieser Form bis jetzt nur bei Venus-Impaktkratern beobachtet, hängt wahrscheinlich mit der hohen Oberflächentemperatur des Planeten zusammen, die eine vermehrte Produktion von Impaktschmelzen begünstigt.

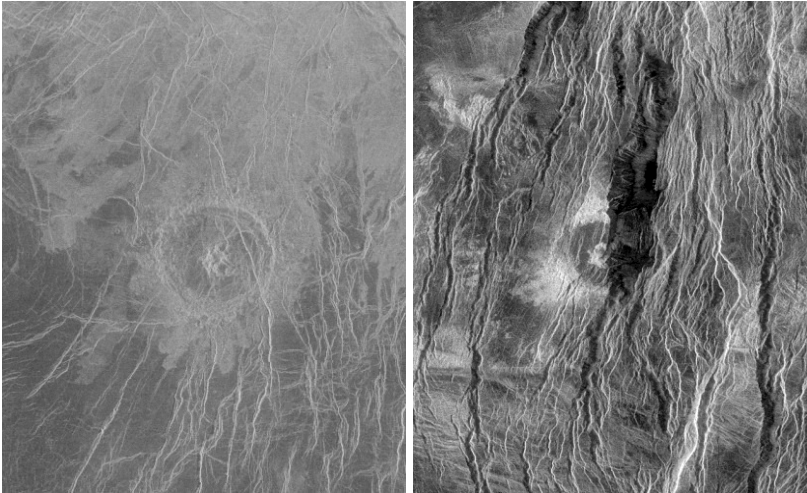


10.62. Der 90 km große Impaktkrater Addams zeigt eine besonders ausgeprägte Ausflußstruktur von ca. 600 km Länge. Quelle NASA

Modifikationen nach dem Impact

Ungefähr 10% aller Impaktkrater auf der Venus zeigen Merkmale, die zeitlich erst nach dem Impact entstanden sein können. Dazu gehören z.B. Brüche, die in unterschiedlicher Stärke und Ausprägung Kraterwälle und ganze Krater durchdringen. Man beobachtet aber auch teilweise und vollständige Überflutungen mit Laven, Zerstörungen durch tektonische Kräfte sowie Überprägungen durch Ejekta anderer, jüngerer Impakte in unmittelbarer Nähe.

Venus



- 10.63. Starke Veränderungen durch Lavaflüsse und Frakturen zeigt der 25,5 km große Impaktkrater Baranamtarra (links). Der Krater Balch (Durchmesser ~ 40 km) ist durch tektonische Prozesse weitgehend überlagert und damit zerstört worden. Quelle NASA

Da nur etwa 1/10 aller Impaktkrater überhaupt Merkmale vulkanischer und tektonischer Beeinflussung zeigen, das Bombardement aber relativ gleichverteilt über die letzten 800 Millionen Jahre erfolgt sein muß, läßt sich daraus der Schluß ziehen, daß die vulkanischen und tektonischen Aktivitäten auch nur etwa 1/10 der Zeit, also grob gerechnet 100 Millionen Jahre, andauert haben können. Aus diesem Befund und der Präsenz vielfältiger vulkanischer Landschaften ergibt sich das Bild, daß die Venus vor 600 bis 800 Millionen Jahren eine gewisse Zeit (ca. 100 Millionen Jahre)

- hochgradig vulkanisch aktiv gewesen sein muß. Dabei ist quasi die gesamte zuvor vorhandene Kruste umgebildet worden. Lediglich die Tesserae oder Teile davon haben überlebt.

- Nach den 100 Millionen Jahren hoher Aktivität muß der Vulkanismus stark zurückgegangen, vielleicht sogar erloschen sein. Alle Impakte, die danach entstanden, sind „frisch“ und zeigen keine Veränderungen.
- Bei den oberflächenverändernden Vulkanismus handelt es sich in erster Linie um Vulkanismus, der durch aufsteigende Mantelplume hervorgerufen wurden (z.T. irdischen Supervulkanen vergleichbar)
- Mit hoher Wahrscheinlichkeit hat sich bei diesen Ereignissen auch die Venusatmosphäre stark verändert und durch die Entgasung an Mächtigkeit zugenommen.

Äolische Strukturen

Es gibt auf der Venus nur wenige exogene Einflüsse, die das Oberflächenrelief ursächlich beeinflussen. Dazu gehören neben den untergeordneten chemischen Verwitterungsprozessen eigentlich nur noch Impakte sowie Luftströmungen, die in der Lage sind, in der extrem dichten Venusatmosphäre lockeres Oberflächenmaterial zu transportieren und abzulagern. Diese Transportprozesse durch Luftströmungen (Winde) werden als „äolisch“ bezeichnet.

Damit äolische Prozesse landschaftsgestaltend überhaupt in Erscheinung treten können, müssen zumindest zwei Voraussetzungen erfüllt sein: a) es muß genügend transportfähiges Lockermaterial vorhanden sein und b) die Atmosphäre muß dicht genug und die Strömungsgeschwindigkeiten hoch genug sein, um dieses Lockermaterial überhaupt transportieren und an anderen Orten ablagern zu können.

Was die globalen und lokalen Strömungsverhältnisse in der extrem dichten unteren Atmosphäre betrifft, so sind darüber so gut wie keine Informationen vorhanden. Der Lander von Venera 13 hat z.B. lediglich eine leichte Strömung zwischen 0.5 und 0.6 m/s gemessen. Die

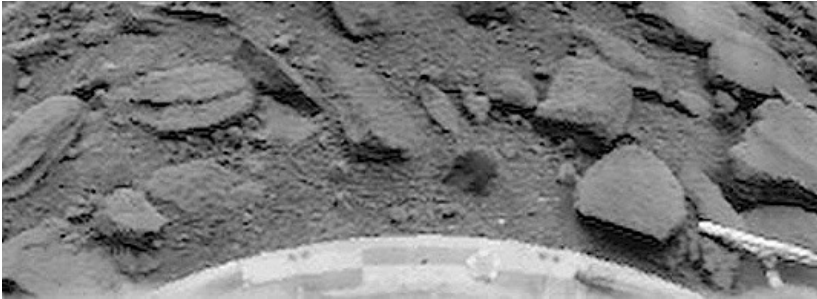
Venus

Windgeschwindigkeiten dürften aufgrund des hohen Luftdrucks deshalb wohl kaum über eine kleine Prise hinausgehen. Der Normalfall sollte jedoch absolute Windstille sein.



- 10.64. Hinter diesem ca. 5 km großen Vulkankegel (gelegen im westlichen Parga Chasma) ist im Windschatten ein Streifen radarhellen Materials auszumachen, welches sich rund 40 km auf die angrenzende Ebene erstreckt. Quelle Quelle NASA

Anders ist es, wenn ein größerer Meteorit die Atmosphäre durchschlägt oder eine starke vulkanische Eruption stattfindet. Dabei entstehen Druckwellen, die bis zu einigen Gigapascal (GPa) stark werden können und – an der Oberfläche reflektiert – dann äußerst kräftige und weiträumige Stürme ausbilden. Auf diese Weise entstehen die gerade um Einschlagkrater so auffälligen geröllarmen bzw. geröllfreien Flächen sowie die nur selten anzutreffenden Dünenstrukturen.



10.65. Das Lockermaterial auf der Venusoberfläche existiert, zeigt z.B. diese Aufnahmen der sowjetischen Landesonde Venera 9.

Am häufigsten findet man auf der Venusoberfläche „Windfahnen“ auf der Leeseite der Umgebung herausragender Strukturen. Sie zeigen auf den Radaraufnahmen oftmals ein fleckiges, manchmal auch ein einformig helles oder dunkles Aussehen und sind nur einige Dutzend Kilometer lang.

Weiterhin hat man auf einigen Aufnahmen, insbesondere in der Umgebung des Impaktkraters Mead, Oberflächenstrukturen gefunden, die man als Yardangs identifiziert zu haben glaubt. Sie stellen lineare, parallel angeordnete Strukturen von mehreren 10 Kilometern Länge dar, die im Mittel einen Abstand von 0.5 Kilometer besitzen.

Weitere Dünenfelder konnten in der Ebene zwischen Fortuna und dem Meshkenet Tessera und im nördlichen Teil des Lavinia Planitia identifiziert werden. Auf jeden Fall scheinen dünenartige Strukturen, soweit sie in das Auflösungsvermögen der Magellansonde fallen, auf der Venus selten zu sein oder weiträumig zu fehlen.

Venus



10.66. Als Yardangs identifizierte Strukturen im Südosten des Kraters Mead. Länge des Bildausschnitts ca. 100 km. Quelle NASA

Chronologie der Venusoberfläche

Vom größten Teil der geologischen Geschichte der Venus scheinen keine Strukturen mehr auf der Oberfläche erhalten geblieben zu sein. Sie wurden quasi durch ein globales *Resurfacing*-Ereignis innerhalb der letzten Milliarden Jahre ausgelöscht. Eine Chronologie oder besser, eine Stratigraphie der heute auf der Venus sichtbaren Landschaften kann deshalb auch nur den genannten Zeitraum umfassen.

Chronologie und Stratigraphie sind nicht identisch. Während die Stratigraphie meist lokal eine geordnete Abfolge geologischer Formationen, die nacheinander entstanden sind, beschreibt, versucht man in der Chronologie den stratigraphischen Einheiten einem konkreten Zeitpunkt oder Zeitraum zuzuweisen (z.B. einem Erdzeitalter). Beide Aufgaben sind für die Landschaftsformen der Venus nur schwer zu realisieren, da von ihnen nur Radaraufnahmen vorliegen. Auf der Erde nutzt man zur Synchronisation beispielsweise Fossilien (bei Sedimentationen) oder absolute radiologische Altersbestimmungen (z.B. bei Vulkaniten), um beide Skalen miteinander in Übereinstimmung zu bringen. So etwas ist auf der Venus natürlich nicht möglich, so daß andere Methoden zur Lösung dieser Aufgabe gesucht und eingesetzt werden müssen.

Impaktchronologie

Das Mittel der Wahl, Oberflächen von Planeten und Monden zu datieren, die während ihrer gesamten Existenz einem quasi ungehinderten Beschuß von Meteoriten und Planetoiden ausgesetzt waren, ist die Impaktkraterstatistik. Sie hat sich z.B. bei Merkur und Mars sehr gut bewährt und beruht im Wesentlichen auf der Beobachtung, daß die Impaktzahl im Laufe der Zeit abnimmt und sich in ähnlicher Weise auch die Größenverteilung der Impaktoren sich verändert. Da sie am Erdmond absolut geeicht werden konnte, ist damit auch eine

Venus

Chronologie möglich. Deshalb kann man z.B. auf dem Mars bestimmten Landschaften durchaus ein konkretes Alter zuweisen und nicht nur sagen, daß die eine Landschaft jünger und die andere älter ist, was auf eine reine Stratigraphie hinauslaufen würde. Auf der Venus sind die Verhältnisse etwas anders. Die auffällige Gleichverteilung der nicht einmal 1000 identifizierten Impaktkrater über die gesamte Oberfläche (sie unterscheidet sich so gut wie nicht von einer Zufallsverteilung) enthält die Information, daß a) die Impakte frühestens vor ca. 1 Milliarde Jahre eingesetzt haben können und b) daß alle früheren Impaktkraterpopulationen durch endogene Oberflächenprozesse ausgelöscht worden sind. Da rund 90% dieser Impaktkrater so gut wie keine Veränderungen bzw. Alterungserscheinungen zeigen, können diese Oberflächenprozesse im Wesentlichen auch nur innerhalb eines Zeitraums von schätzungsweise 100 Millionen Jahren aufgetreten sein. Oder anders ausgedrückt: Die Venus hat auf jeden Fall eine Episode globalen *Resurfacing* durchgemacht. Die genaue Lage des Zeitfensters für dieses *Resurfacing* in der geologischen Geschichte des Planeten ist nicht leicht zu bestimmen. Ein relativ realistischer Zeitraum mit relativ großem Fehlerbereich ist der Zeitraum zwischen 600 und 800 Millionen Jahren vor der Gegenwart. Dieser nicht unumstrittene Richtwert soll in diesem Buch verwendet werden.

Stratigraphie

Das Ziel der Stratigraphie der Venusoberfläche ist erst einmal – wenn möglich – eine relative zeitliche Ordnung in die einzelnen Landschaftsformen wie Hochländern, Tessera, von erstarrten Laven bedeckte Ebenen und vulkanischen Bauten aller Art zu bringen. Das erreicht man z.B. in dem man die Regionen untersucht, wo derartige unterscheidbare Landschaften aneinanderstoßen. Wenn sich z.B. die Zunge eines Lavastromes über eine Ebene mit „kantigen Rücken“ erstreckt und dabei diese Rücken von den Laven überdeckt werden,

dann ist klar, daß die Ebene älter sein muß als der Lavastrom. Die Frage „um wieviel älter“ läßt sich dagegen nicht beantworten. In dem man auf diese Weise „überlappende“ Landschaftsformen analysiert, kann man eine relative zeitliche Aufeinanderfolge konstruieren. Findet man gleiche Folgen an unterschiedlichen Stellen der Venusoberfläche, dann läßt sich daraus schließen, daß die diese Folgen aufbauenden stratigraphischen Einheiten im Wesentlichen auch zeitlich nacheinander ablaufende geologische Prozesse repräsentieren.

Auf der Erde kann man drei grundlegende geologische Einheiten unterscheiden, die man ozeanische Kruste, Kontinente und *hot spots* nennt. Bei der Venus wären diese Einheiten die Tesserae, die großen Ebenen (*plains*) sowie Zonen, die durch Grabenbrüche, Schildvulkane und Coronae geprägt sind. Die ältesten Strukturen stellen dabei die Tesserae dar. Nur ein Teil von ihnen ist an der Oberfläche überhaupt auszumachen, da sie größtenteils von Magmen, welche die großen Ebenen bilden, überdeckt sind. Sie zeigen anhand ihrer Morphologie, daß sie einmal vielfältigen tektonischen Kräften, insbesondere auch horizontalen, ausgesetzt waren. Wahrscheinlich sind hier ursprüngliche Krustenteile aus der Zeit vor dem *Resurfacing* erhalten geblieben.

Die nächst jüngeren Formationen stellen die in verschiedenen morphologischen Ausprägungen vorkommenden vulkanischen Ebenen dar, wobei man hier auch eine gewisse zeitliche Aufeinanderfolge beobachten kann (von alt nach jung):

- Ebenen mit stark ausgeprägten Bruchstrukturen
- Ebenen mit Bruchstrukturen und Bergrücken
- Ebenen mit „*wrinkle ridges*“
- Gelappte Ebenen
- Bereiche mit dunklen parabolartigen Auslappungen

Venus

Diese Alterssequenz ließ sich an vielen Stellen der Venusoberfläche verifizieren. Nicht klar ist jedoch, ob die einzelnen, diese Alterssequenz aufbauenden geologischen Einheiten in absoluter Sicht gleich alt sind oder in verschiedenen Regionen der Venus zu unterschiedlichen Zeiten entstanden sind. Diese Frage ist nicht leicht zu beantworten, da ja auf der Venus zeitlich synchrone Marker, wie sie auf der Erde z.B. die Leitfossilien darstellen, fehlen. Die einzige Möglichkeit besteht darin, akribisch die Überlappungszonen zwischen Gebieten zwar gleicher stratigraphischer Abfolge, aber unterschiedlichen absoluten Alters aufzufinden und zu analysieren. Überlappen sich in diesen Bereichen unterschiedliche geologische Einheiten (z.B. stratigraphisch älteres Material über Jüngerer), dann ist von einer asynchronen Entstehungsgeschichte der stratigraphischen Abfolge auszugehen, soweit es sich nicht dabei um tektonisch bedingte Überschiebungen handelt. Die Untersuchung eines großen Teils der Venusoberfläche legt jedoch eher eine synchrone Entstehungsgeschichte nahe (IVANOV, HEAD 2001), die es erlaubt, eine vorläufige und grobe, auf die Stratigraphie gestützte Einteilung des Zeitraums seit Beginn des *Resurfacing* aufzustellen.

Ältere Era – vom Fortunian zum Rusalkian

Wie es beim Mond, Merkur und Mars üblich ist, werden auch auf der Venus unterscheidbare „Zeitalter“ nach Landschaften oder einer typischen Oberflächenstruktur benannt. Zu beachten ist, daß die hier vorgestellten Epochen noch vorläufiger Natur sind und deshalb auch noch nicht offiziell Eingang in die IAU-Nomenklatur gefunden haben.

Fortunian

Benannt nach Fortuna Tessera. Bei den Tesserae, die diesem „Zeitalter“ zugeordnet werden, handelt es sich um extrem stark zerklüftetes

Terrain, welches durch tektonisch entstandene Rücken und Gräben, die typische kreuzförmige Muster bilden, ausgezeichnet ist. Sie formen teilweise kontinentgroße Massive, meistens jedoch Inseln, die von jüngerem Material umflossen sind. Ungefähr 8% der Venusoberfläche sind von Tesseræ bedeckt, deren Alter auf 1.47 ± 0.46 T geschätzt wird, wobei T das (nicht sicher bekannte) mittlere Alter der Venusoberfläche bezeichnet. Tesseræ sind damit die ältesten geologischen Einheiten auf der Venus und stammen noch aus der Zeit vor dem (letzten) *Resurfacing*.

Sigrunian

Die dieser stratigraphischen Einheit zugeordneten Landschaften sind tektonisch dicht mit Brüchen bedeckte Ebenen, die ungefähr 3% der Venusoberfläche bedecken und durch parallele Frakturen ausgezeichnet sind. Ihr Alter wird zusammen mit dem Lavinian auf 1.1 bis 1.4 T geschätzt.

Der Name Sigrunian leitet sich von „Sigrun Fossae“ ab, welches Gürtel von tektonisch stark beanspruchten und dabei zerbrochenen Oberflächenmaterials enthält und deshalb als Typlokalität ausgewählt wurde.

Lavinian

In der nach Lavinia Planitia benannten Formation findet man Ebenen, die hauptsächlich aus erstarrten, sanft gefalteten basaltischen Laven mit aufgesetzten, langen Bergrücken bestehen. Diese Bergrücken bilden manchmal langgestreckte Inseln, die aus jüngerem Material herausragen (sogenannte *ridge belts*). Sie zeigen darüber hinaus alle Merkmale einer starken tektonischen Belastung.

Venus

Diese Ebenen nehmen etwa 3% der Venusoberfläche ein und lassen sich zeitlich nicht eindeutig von den Formationen des Sigrunian trennen.

Rusalkian

Das Hauptmerkmal dieser Epoche sind Ebenen mit gefalteten Berg­rücken (*wrinkle ridges*) und einer Vielzahl aufgesetzter, kleiner Vul­kanschilde (*shield plains*). Sie nehmen etwa 70-75% der gesamten Venusoberfläche ein, wobei allein auf die *wrinkle ridges* 60-65% entfallen. Die Typlokalität ist Rusalka Planitia, wo die beiden sowje­tischen Landesonden Vega 1 und Vega 2 1985 gelandet sind. Seit­dem weiß man, daß der Untergrund aus ausgedehnten Flüssen mafi­scher Laven entstanden ist, die riesige Flutbasaltprovinzen ausbilden.

Auf den *shield plains* drängen sich dicht an dicht kleine Vulkankegel (Durchmesser < 20 km) mit relativ geringer Hangneigung. Sie schei­nen hauptsächlich alkaline oder andesitische Laven gefördert zu ha­ben.

Zeitlich wird das Rusalkian in den Bereich zwischen 1 und 1.1 T angesiedelt. Dieses Zeitalter zeichnete sich durch starke vulkanische Aktivität aus.

Jüngere Era – Atlian und Aurelian

Diese Era umfaßt den Zeitraum, der jünger ist als das mittlere Alter der Venusoberfläche (1 T), wie es sich aus den Impaktkraterstatisti­ken ergibt. T liegt dabei mit einer gewissen Unsicherheit absolut irgendwo zwischen 600 und 800 Millionen Jahren. Die Unsicherheit ergibt sich aus der Eichung der Impaktzahlen mit absoluten Zeitan­gaben.

Atlian

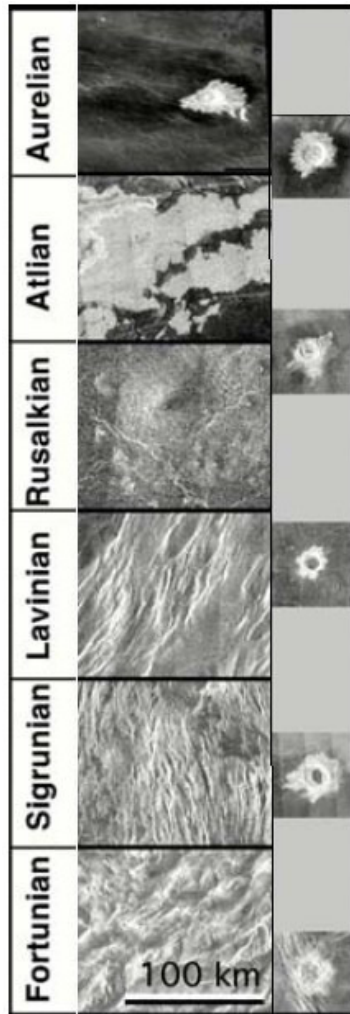
Sogenannte „gelappte Ebenen“ (*lobate plains*) und „glatte Ebenen“ (*smooth plains*) aus basaltischen Flüssen, die nicht durch Falten (*wrinkle ridges*) deformiert sind, nehmen ca. 10 – 15% der Planetenoberfläche ein. Der Name „Atlian“ leitet sich von Atla Regio ab, die reich ist an den genannten *lobate* und *smooth plains*. Sie sind oft assoziiert mit großen Grabenbrüchen und manchmal mit großen Gebirgskomplexen wie Sif-, Gula- und Theia Mons sowie den in der Atla-Region angesiedelten Schildvulkanen Maat und Ozza Mons. Auch Coronae werden teilweise dieser Epoche zugeordnet.

Zeitlich liegt das Atlian ungefähr zwischen 0.1 und 1 T.

Aurelian

Diese Epoche wird an parabelförmigen, radardunklen Material, welches besonders junge Impaktkrater umgibt sowie an äolischen Strukturen festgemacht. Benannt ist sie nach dem Einschlagkrater Aurelia. Alle diese Strukturen sind jünger als 0.1 T und überlagern sämtliche anderen Formationen.

Venus



- 10.1 Stratigraphisch relevante geologische Formationen und ihre Zuordnung zu einem „Zeitalter“. Die rechte Spalte zeigt das Aussehen eines typischen Impaktes mit unterschiedlichen Modifikationszuständen (verändert nach Basilevski / Head 2008)

Geologische Geschichte der Venus

Aus der Zeit des Präfortunian sind heute auf der Venusoberfläche keine geologischen Formationen mehr auszumachen. Das bedeutet, daß nur etwa 10 bis 20% der Geschichte des Planeten auf der Oberfläche konserviert sind. Sie ähnelt in dieser Beziehung der irdischen ozeanischen Kruste, die in einer Größenordnung von einigen Hundert Millionen Jahren vollständig erneuert wird und deshalb auch keine geologischen Spuren über etwa 300 Millionen Jahre hinaus bewahren kann.

Die Tesserae zeugen von einer Zeit, als die obere Lithosphäre zuerst unter starke horizontale Kompression und darauf unter starke horizontale Extension geraten ist, wobei sich deren außergewöhnliche Morphologie ausgebildet hat, die sie bruchstückhaft bis heute bewahren konnten. Diese Deformationszyklen waren vor ungefähr 1.4 T beendet und haben sich nicht weiter fortgesetzt. Danach setzte eine umfassende Umgestaltung der Oberfläche ein, die ihren Ausgangspunkt im Venusmantel nahm. Es kam zu Aufwölbungen, Diapire erreichten die Oberfläche und riesige Magmafluten, begleitet mit vielfältigen anderen vulkanischen Erscheinungen, ergossen sich über die Oberfläche und bildeten im Sigrunian und Rusalkian die heute noch den Planeten dominierenden Ebenen aus Flutbasalten. Man schätzt, daß die Ausbildung dieser vulkanischen Ebenen innerhalb eines Zeitraums von ca. 0.2 T geschah, wobei Episoden der Ebenenbildung mit Episoden, wo diese Ebenen unter tektonischen Streß geraten sind, abwechselten. Man findet überall Anzeichen von verstärktem Vulkanismus (z.B. *shield plains*) und von abwechselnder horizontaler Kompression und Extension (z.B. sichtbar an den Ebenen mit *wrinkle ridged*). Anschließend, mit Beginn des Atlian, ließen diese vulkanischen und tektonischen Prozesse merklich nach und

Venus

leiteten die heutige, eher ruhige Phase des Planeten ein, die zuerst noch durch verstärktes Rifting sowie durch eine starke Aktivitätsphase der großen Schildvulkane gekennzeichnet war. Obwohl die „jüngere Era“ über 60% der sichtbaren Oberflächengeschichte ausmacht, sind während dieser Zeit nur etwa 15% der Oberfläche gestaltet worden. Das bedeutet, daß das *Resurfacing* als geologisch einschneidendes Ereignis auch ein relativ kurz andauerndes Ereignis gewesen sein könnte, was bei einer Erklärung des Phänomens unbedingt zu beachten ist.

Im letzten Zeitalter, dem Atlian, spielten endogene Prozesse in der Oberflächengestaltung im Gegensatz zu früheren Epochen so gut wie keine Rolle mehr. Lediglich Impakte sowie damit verbundene äolische Prozesse führen zu Oberflächenmodifikationen auf einem sehr niedrigen Niveau. Da es gegenwärtig nur geringe Anzeichen für einen aktiven Vulkanismus gibt, muß man davon ausgehen, daß sich der Planet Venus z.Z. in einem gewissen geologischen Ruhezustand befindet.

Das Rätsel des Resurfacing der Venusoberfläche

Die geologische Erkundung der Venusoberfläche hat drei wesentliche Erkenntnisse gebracht, die für die Deutung des Phänomens eines globalen *Resurfacing* von großer Bedeutung sind:

1. Auf der Venusoberfläche gibt es keine Anzeichen für mobile Platten und damit von plattentektonischen Prozessen. Die Oberfläche ist vielmehr durch sukzessive Phasen horizontaler Kompression und Dehnung beeinflusst, wobei der Grad der Deformationen im Laufe der Zeit stark abgenommen hat. Zeugen dieser Deformationen sind die Tesserae.

2. In einer ersten Phase erhöhten Vulkanismus haben sich die Ebenen in Höhe des Nominalradius der Venus herausgebildet, wobei die dafür notwendigen Förderraten ungefähr die der Erde im Bereich der divergierenden Plattengrenzen entsprechen. Die zweite, jüngere Aktivitätsphase ist dagegen durch eine Art Intraplattenvulkanismus mit vergleichsweise geringen Förderraten gekennzeichnet.
3. Die Impaktkraterverteilung sowie eine Analyse der Gradation der Impaktkrater deutet darauf hin, daß das *Resurfacing* den größten Teil der Venusoberfläche betrifft und daß die damit im Zusammenhang stehenden geologischen Prozesse wahrscheinlich auf einen Zeitraum in der Größenordnung von wenigen 100 Millionen Jahren begrenzt waren.

Darüber hinaus scheint es auf der Oberfläche der Venus keine Strukturen zu geben, die älter als etwa 1 Milliarde Jahre sind. Das bedeutet, daß über die geologische Entwicklung vor diesem Zeitpunkt keine gesicherten Erkenntnisse vorliegen. Insbesondere kann nicht entschieden werden, ob das *Resurfacing* auf der Venus ein einmaliges oder eher ein periodisches Phänomen ist (was durch Modellvorstellungen der Manteldynamik nahe gelegt wird). Auch reichen die Untersuchungen noch nicht aus, „katastrophale Szenarien“ (wie z.B. ein periodischer *mantle overturn*, s.u.) von in der Summe mehr „graduell verlaufenden“ Oberflächenerneuerungsprozessen zu unterscheiden. Für beide Szenarien gibt es mittlerweile ernstzunehmende Argumente, wobei sich der Schwerpunkt von der Tendenz her langsam in Richtung gradueller *Resurfacing*-Prozesse zu verschieben beginnt (z.B. HANSEN et.al. 2009).

Die grundlegende Frage, die sich stellt, ist weiterhin die, welche geologischen Prozesse innerhalb von gerade einmal 100 bis 300 Millionen Jahren eine völlige Umgestaltung einer Planetenoberfläche

Venus

bewirken können und zwar unter der Rahmenbedingung, das sich der innere Aufbau des Planeten Venus nicht marginal vom inneren Aufbau der fast gleich großen Erde unterscheidet. Das betrifft sowohl den Schalenbau (Differenzierung in Kern, Mantel und Kruste) als auch die chemische Zusammensetzung der Mantelgesteine. Oder, ob u.U. auch zeitlich nacheinander gestaffelte lokale Oberflächenenerneuerungsprozesse (und nicht ein relativ kurzes globales „katastrophales“ Ereignis, wie es das Standardmodell des *Resurfacing* vorsieht) zu der beobachteten Impaktkraterverteilung führen kann, wie es neuere Computersimulationen nicht ausschließen können (STOFAN, TAYLOR 2006).

Energiequellen für endogene Oberflächenveränderungen

Endogene Oberflächenveränderungen benötigen eine ausreichende Energiequelle, die bei erdartigen Planeten nur aus dem Wärmereservoir des Planeteninnern gespeist werden kann. Diese Wärmequelle läßt sich im Wesentlichen in zwei Anteile aufspalten:

- in die primordiale Restwärme, die noch aus der Zeit der Planetenentstehung stammt und
- in die Wärmemenge, die permanent aufgrund des Zerfalls radioaktiver Elemente im Innern eines Gesteinsplaneten entsteht.

Da sich Venus und Erde sowohl in ihrer Größe als auch in ihrer stofflichen Zusammensetzung kaum voneinander unterscheiden, dürfte die Energieerzeugungsrate, die durch den radioaktiven Zerfall bedingt ist, bei beiden Planeten ungefähr gleich sein.

Den permanenten Wärmeverlust, den ein Planet pro Quadratmeter und Zeiteinheit erleidet, bezeichnet man als Wärmefluß an der Oberfläche. Er läßt sich gegenwärtig nur auf der Erde messen und muß für andere Himmelskörper unter Verwendung von Analogie- und

Modellbetrachtungen abgeschätzt werden. Dieser Wärmefluß setzt sich aus mehreren Anteilen zusammen, von denen Wärmeleitung, Plattentektonik und Advektion (Auskühlen von Laven) die Wesentlichsten sind. Beim Planeten Erde beträgt er an der Oberfläche ca. 82 mW/m^2 , wobei ungefähr die Hälfte auf plattentektonische Prozesse einschließlich Advektion und die andere Hälfte (ca. 40 mW/m^2) auf die Wärmeleitung durch die Erdkruste entfällt. Beide Prozesse regulieren die Temperatur des Mantels und entsprechen somit einer effektiven Mantelkühlung.

Da bei der Venus keine Plattentektonik existiert und gegenwärtig auch kein bedeutenderer aktiver Vulkanismus zu beobachten ist, der Wärmeenergie durch Advektion abführt, kann bei ihr offensichtlich nur Wärmeleitung durch die starre basaltische Kruste eine Rolle spielen. Aufgrund der Wärmeleitfähigkeit von Basalten schätzt man in diesem Fall den Wärmefluß aus dem Mantel auf 18 bis 25 mW/m^2 , was nur ungefähr einem Viertel bis einem Drittel des irdischen Wertes entspricht. Das bedeutet, daß gegenwärtig mehr Energie im Inneren der Venus durch radioaktiven Zerfall erzeugt wird, als durch Wärmeleitung durch die Lithosphäre über die Planetenoberfläche wieder verlorenght. Es existiert demnach ein Ungleichgewicht zwischen Wärmeproduktion und Wärmeverlust. Das hat selbstverständlich Auswirkungen auf die im Venusmantel stattfindenden Prozesse, die letztlich der Schlüssel für das beobachtete *Resurfacing* sind. Das Standardmodell des *Resurfacing* der Venusoberfläche geht z.B. von einem katastrophalen, den gesamten Planeten umfassenden Ereignis aus, in dessen Verlauf eine Überhitzung des Mantels abgebaut wird.

Mantelkonvektion

Genauso wie bei der Erde existieren im Venusmantel Konvektionsströmungen, die aber aufgrund der durch die Aufheizung bedingten höheren Manteltemperatur und des Fehlens von Wasser in den Man-

Venus

telgesteinen ein anderes dynamisches Verhalten zeigen. So ist die Viskosität der Mantelgesteine mit ca. $3 \cdot 10^{20}$ Pa s ungefähr eine Größenordnung höher als bei der Erde, was wahrscheinlich eine kontinuierliche Subduktion von planetarer Kruste erschwert. Dafür treten im Bereich der Ränder der Konvektionszellen häufiger *hot spots* in Form von Manteldiapiren auf. Die größeren unter ihnen, die ihren Ausgangspunkt an der Kern-Mantel-Grenze haben, sind u.a. für die großräumigen Aufwölbungen auf der Venus verantwortlich.

Ebenenbildung und Hot spot –Vulkanismus

Während einer ersten *Resurfacing*-Phase entstanden in den tiefer gelegenen Ebenen (Planitias) große Flutbasaltprovinzen durch wiederholte Eruptionen aus einem räumlich begrenzten Fördergebiet. Sie sind durch verschiedene vulkanische Bauten mittlerer Größe sowie Calderas gekennzeichnet und erfordern über längere Zeiträume stabile und insbesondere dicht unter der Oberfläche liegende Magmareserveoire. Um die Flutbasaltabdeckung der vulkanischen Ebenen der Venus zu erklären, ist eine mittlere jährliche Förderrate von $\sim 1.7 \cdot 10^{-2} \text{ km}^3/\text{a}$ notwendig (CRUMPLER et.al.). Das entspricht während des Maximums der vulkanischen Tätigkeit ungefähr einem Flächenzuwachs von $4 \text{ km}^2/\text{a}$.

Diese Phase wurde durch eine Phase von *hot spot* –Vulkanismus mit deutlich geringeren Förderraten abgelöst, in der z.B. die *pancakes* und die Coronen in den Riftzonen entstanden sind. Dabei haben sich in der Tendenz auch die Typen geförderter Laven von ehemals sehr fluid (wahrscheinlich Alkalicarbonate) zu weniger fluid bis zähflüssig (*pancake domes*, mehr silikatisch) geändert. Ursache für diese Art von Vulkanismus war eine große Zahl kleiner Diapire, welche die Oberfläche erreichten. Der Flächenzuwachs ihrer Deposite lag aber deutlich unter $1 \text{ km}^2/\text{a}$.

Vertikale Krustendynamik

Es gibt verschiedene Methoden, die Krustendicken eines Planeten abzuschätzen. Auf der Erde ist das verhältnismäßig einfach, da hier seismische Methoden zur Verfügung stehen. Auf der Venus sind sie verständlicherweise nicht anzuwenden. Man ist hier auf die Analyse der Oberflächentopographie (die sich u.a. im Isostasieausgleich widerspiegelt) und auf Modellvorstellungen, die davon ausgehen, daß die Kruste überwiegend aus basaltischen Gesteinen besteht, angewiesen. Damit sind auch Analogien, die sich auf die irdischen ozeanischen Platten beziehen, durchaus sinnvoll anwendbar.

Die Besonderheit der Venus ist, daß sie ein „Einplattenplanet“ ist, wo Subduktion quasi nur von „unten“ möglich ist. Man schätzt, daß bei ihr die mittlere Plattendicke im Bereich zwischen 10 km und 20 km liegt, was deutlich weniger als die irdische kontinentale Kruste (im Durchschnitt ~ 40 km), aber immer noch mehr als die irdische ozeanische Kruste (im Durchschnitt ~ 6 km) ist. Diese Werte sind aber keineswegs sicher. Aus gravimetrischen Messungen von der Venusumlaufbahn heraus ergab sich z.B. eine mittlere Krustendicke von 20 km bis 50 km und aus Isostasiebetrachtungen lokal sogar bis zu 100 km. Diese Krustendicken sind aber wesentlich für die thermische Isolation des Mantels, da sie den Energiefluß in Phasen geringen oder fehlenden Vulkanismus lediglich durch Wärmeleitung ermöglichen.

Standardmodell des Resurfacing der Venusoberfläche

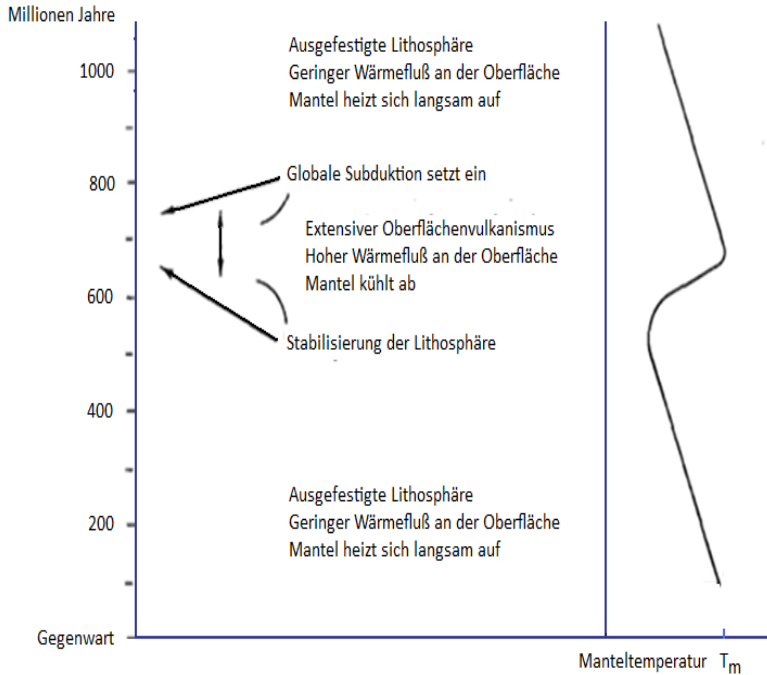
Beim Standardmodell des *Resurfacing*-Prozesses wird von einem katastrophalen Ereignis ausgegangen, welches den gesamten Planeten in Mitleidenschaft gezogen hat. Es geht von einer rapiden Zunahme von Manteldiapiren aus, welche die Oberfläche erreichten und dort eine Epoche starker vulkanischer Tätigkeit einleiten. Als

Venus

Ursache erscheint eine Erhöhung der potentiellen Manteltemperatur als am Wahrscheinlichsten (TURCOTTE et. al. 1999). Dabei versteht man unter der potentiellen Manteltemperatur die Temperatur, welche die Mantelgesteine hätten, würde man den Druck vom aktuellen Wert auf Null reduzieren, ohne daß diese Gesteine schmelzen. Die Ursache für diese postulierte Temperaturerhöhung liegt darin, daß durch Wärmeleitung durch die Lithosphäre weniger Wärmeenergie abgeführt wird, als im Planeteninneren durch radioaktive Zerfälle erzeugt wird. Erreicht die potentielle Manteltemperatur auf diese Weise einen kritischen Wert (er liegt ca. 200° bis 300° über dem Standardwert von 1300° C), dann beginnt von innen heraus die starre Lithosphäre aufzuschmelzen („globale Subduktion“) und es entstehen an der Phasengrenze Blasen verflüssigten Gesteins, die aufgrund ihrer geringeren Dichte einen Auftrieb erfahren und nach oben steigen um irgendwann die Oberfläche zu erreichen. Bei großen Diapiren, die sich an den Grenzen der Konvektionszellen nach oben bewegen und sich unter der Oberfläche plumbeartig ausbreiten, kommt es zu den großen (kontinentalen) Aufwölbungen der Oberfläche. Bei kleineren Diapiren entleeren sich die oberflächennahen Magmenkammern als Flutbasalte oder bilden bei einer anderen Zusammensetzung der Magmen die kleinskaligen Aufwölbungen, die u.a. als *Coronae*, *Arachnoide* oder *pancake domes* bekannt sind. Alle diese vulkanischen Ereignisse wurden von einer Vielzahl tektonischer Vorgänge begleitet, die zu Rissen, Brüchen, Verformungen und Verwerfungen in der Venuskruste führten.

Die Gesamtheit dieser eben aufgezählten Prozesse führte zu einer Erhöhung des Wärmeflusses an der Venusoberfläche, was effektiv einer Mantelkühlung gleich kommt. Die potentielle Manteltemperatur sinkt darauf hin langsam wieder in Richtung ihres Standardwertes und der Vulkanismus ebbt im Laufe der Zeit wieder ab. Die Kruste verdickt sich und umschließt den konvektiven Mantel wie die Iso-

lierschicht einer Thermoskanne und der Prozeß der Mantelaufheizung kann von neuem beginnen. Dieses Szenario beschreibt den Vorgang des *Resurfacing* als periodisches Phänomen, von denen wir jedoch nur die Ergebnisse der letzten Episode beobachten können.



10.67. Entwicklung der Manteltemperatur und zeitliche Zuordnung des letzten Oberflächenenerneuerungsprozesses (nach D.L.Turcotte, 1993)

Wechselwirkung zwischen heißer Atmosphäre und Manteldynamik

Modellrechnungen, welche die Manteldynamik des Planeten zum Gegenstand hatten, ergaben ein überraschendes Ergebnis, als man die Rückwirkung der heißen Atmosphäre ($T \sim 470^\circ \text{C}$) mit in die Rechnungen einbezog (NOACK et.al. 2010). Die ursprüngliche Überlegung war, daß, vereinfacht gesprochen, ein ausufernder Treibhauseffekt (verursacht durch vulkanische Exhalationen an Treibhausgasen) ab einer gewissen Temperatur die Tendenz zu noch mehr Vulkanismus verstärken sollte (mit entsprechender Emission an Kohlendioxid) bis aufgrund dieser positiven Rückkopplung der Planet letztendlich zu einer rotglühenden Kugel geworden ist. Dieses apokalyptische Szenario hat sich aber nicht bestätigt, da ein gegenteiliger Effekt eine effektive Mantelkühlung ermöglichte – und zwar in Form einer Teilmobilisierung der Venuskruste, die eine verstärkte Wärmeabgabe durch Advektion zur Folge hatte. Qualitativ läßt sich dieser zeitlich begrenzte Vorgang wie folgt beschreiben: Durch den Wärmestau im Mantel entstehen in der Lithosphäre heiße Magmen, die zu einem verstärkten Vulkanismus führen, wobei die austretenden Laven ihre Wärmeenergie durch Advektion verlieren und die freigesetzten Gase in die Atmosphäre gelangen (Verstärkung des Treibhauseffekts). Durch die starke Aufheizung der Atmosphäre kommt es jedoch zu einer Rückwirkung auf die Lithosphäre selbst, die an Festigkeit verliert, partiell aufschmilzt und damit an Mobilität gewinnt. Auf diese Weise erhöht sich ihre Fähigkeit, Wärme abzuleiten, enorm. Der globale Wärmefluß aus dem Innern vergrößert sich und die überschüssige Wärme gelangt leichter nach Außen – d.h. der Mantel kühlt aus. Nach Erreichen einer Gleichgewichtstemperatur beginnen dann auch die vulkanischen Aktivitäten nachzulassen, was wiederum zu einer Abkühlung der Atmosphäre auf die heutigen Werte führt. Der „Dampf“ ist quasi aus dem Kessel abgelassen und die geologi-

schen Oberflächenprozesse frieren langsam wieder ein. Das Besondere an diesem Szenario ist jedoch, daß weiterhin aktiver Vulkanismus lokal präsent sein kann.

Alternative Mantle Overturn

Neben dem Standardmodell werden in letzter Zeit auch modifizierte und z.T. völlig andere Theorienansätze diskutiert, um die Oberflächenerneuerungsprozesse auf der Venus zu erklären. Dazu gehören Theorien zur Mantelkonvektion, die entweder von einer konvektiven Schicht oder von zwei übereinander liegenden konvektiven Schichten ausgehen („*two layer convection*“ nach HERRICK und PARMETIER 1994). Im letzteren Modell wird, vereinfacht gesprochen, davon ausgegangen, daß es im Venusmantel zwei chemisch (und damit auch in der Dichte) unterschiedliche Schichten gibt, deren Konvektion unabhängig voneinander ist. Heizt sich die untere Schicht soweit auf, daß ihre Dichte die Dichte der darüber liegenden Schicht erreicht bzw. übersteigt, dann entsteht Auftrieb und es kommt an der internen endothermen Phasengrenze zu einer verstärkten Plumbildung, welche eine episodische Mantelumwälzung (*mantle overturn*) auslöst. Die Auswirkungen, die dieses *mantle overturn* auf die Venusoberfläche hat, sind jedoch vom Standardmodell so gut wie nicht zu unterscheiden.

Zum Schluß soll noch das „*stagnant lid convection*“ –Modell von C.C.REESE et.al. (1998) erwähnt werden, welches auch eine katastrophale Aufschmelzung der Lithosphäre vor 600 bis 800 Millionen Jahren vorherzusagen vermag.

Nicht-katastrophale Szenarien

Eine weitere Frage, die gegenwärtig kontrovers diskutiert wird ist die, ob die beobachtete Verteilung der Impaktkrater auch mit nicht-

Venus

katastrophalen Szenarien in Einklang zu bringen ist. Das bedeutet, daß gewisse Gesteinsformationen auf der Venusoberfläche bedeutend älter als 600 bis 800 Millionen Jahre sind und sich die oberflächengestaltenden Prozesse über einen längeren Zeitraum, aber mit fallender Tendenz abgespielt haben müssen. Hinweise auf ein solches Szenario glauben VICKY L. HANSEN et.al. (2006) bei einer Neuinterpretation der Magellan-Ergebnisse gefunden zu haben. Eine genaue Inspektion des Verlaufs von Gebirgszügen, die sich aus den flachen, von Lava überfluteten Ebenen erheben, hat nach Meinung der Autoren ergeben, daß diese Lavaschichten nicht mächtiger als maximal einen Kilometer sein können. Das ist aber nicht ausreichend, um darin die Wälle von alten Kraterstrukturen vollständig verschwinden zu lassen. Die Daten passen nach Meinung von HANSEN nicht zu einer singulären vulkanischen Katastrophe, wie es das Standardmodell voraussetzt, sondern eher zu einem langsamen Ausklingen der vulkanischen Aktivität über einen Zeitraum von rund zwei Milliarden Jahren. Inwieweit diese These wirklich zutrifft, wird z.Z. eingehend analysiert. Eine abschließende Wertung kann deshalb auch noch nicht vorgenommen werden.

Ein direkter Blick auf die Venusoberfläche

Wie sieht es auf der glühendheißen Oberfläche der Venus aus? Sowjetische Wissenschaftler waren die Ersten, die es wagten, Landkapseln auf der Venusoberfläche abzusetzen. Das dies ein wahrhaft schwieriges Unterfangen ist, zeigt sich an den für jede Art von Elektronik widrigen Umgebungsbedingungen, welche der Lander erwartet: ein Oberflächendruck von ca. 9 MPa (90 bar) und eine Umgebungstemperatur von 480 °C.

Die Landekapsel von Venera 9 erreichte am 22. Oktober 1975 die Venusoberfläche und übermittelte das erste Foto – wenn auch mit recht grober Auflösung – von der Oberfläche eines fremden Planeten. Wenn auch die wissenschaftliche Ausbeute noch nicht allzugroß war, ist es doch eine Pioniertat gewesen, die wissenschaftlichen Instrumente fast eine Stunde lang funktionsfähig zu erhalten.

Auf den Farbaufnahmen, die Venera 13 zur Erde gesendet hat, erkennt man bis zum Horizont flache Gesteinsplatten, zwischen denen offenbar loses Material in Form von kleinen Steinen angeordnet ist.

Die Fotos am Landeplatz von Venera 14 zeigen dagegen eine weitgehend ebene Oberfläche, die aus offensichtlich übereinanderliegenden dünnen Platten gebildet wird. Im Gegensatz zu Venera 13 fehlt jedoch fast völlig feinkörnigeres Füllmaterial. Nur in den Spalten auf und zwischen den Platten kann man Staubablagerungen erkennen. Die Farbe der Gesteine ist sehr dunkel, so wie man es auch von basisches Ergußgesteinen und Tuffen erwartet.

Die Panoramaaufnahmen der Landeplätze der sowjetischen Venussonden Venera 13 und 14 zeigen eine Landschaft im Bereich der Beta-Regio im Gebiet Phoebe, wo es sich nach den Magellan-

Venus

Aufnahmen um eine relativ glatte Niederung mit einzelnen kleinen Erhebungen handelt.



10.68. Lander und Orbiter von Venera 13

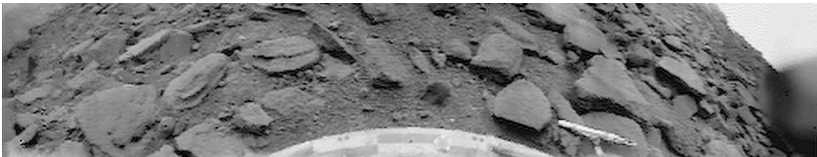
Auffällig sind die plattenförmigen Oberflächenstrukturen, die auf beiden Panoramaaufnahmen auszumachen sind. Am Landeplatz von Venera 13 findet man darüber hinaus noch Lockermaterial, das auf der Farbaufnahme dunkler erscheint und wahrscheinlich Verwitterungsschutt darstellt, wobei die Art der Verwitterung noch unklar ist. Auf jeden Fall handelt es sich bei den anliegenden Gesteinen um Ergußgesteine, welche chemisch bestimmten Typen irdischer Basalte ähneln und die beim Abkühlen aufgerissen sind.

Venera 13, Venera 14 und der Lander von Vega 2 untersuchten mittels Röntgenfluoreszenzanalyse die Zusammensetzung von Gesteinsproben. Aus den aufgenommenen Spektren konnten folgende Häu-

Ein direkter Blick auf die Venusoberfläche

figkeiten der gesteinsbildenden Minerale (in %) abgeleitet werden (blau irdische Gesteine):

	Ve 13	Ve 14	Vega 2	Tholeiit	Alkaline
<i>SiO₂</i>	45.1	48.7	45.6	49.7	45.1
<i>Al₂O₃</i>	15.8	17.9	16.0	16.5	13.4
<i>MgO</i>	11.4	8.1	11.5	9.0	11.5
<i>CaO</i>	7.1	10.3	7.5	13.8	10.4
<i>FeO</i>	9.3	8.8	7.7	8.3	12.7
<i>K₂O</i>	4.0	0.2	0.1	0.1	0.7
<i>MnO</i>	0.2	0.16	0.1	-	-
<i>TiO₂</i>	1.6	1.2	0.2	0.7	2.0
<i>SiO₃</i>	1.6	0.9	4.7	-	-
<i>Cl</i>	0.3	0.4	<0.3	-	-

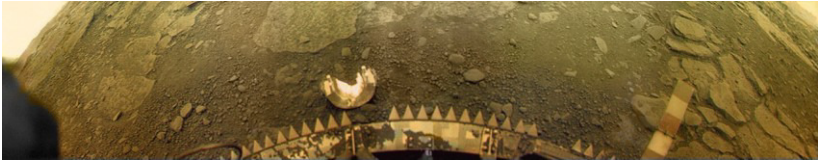
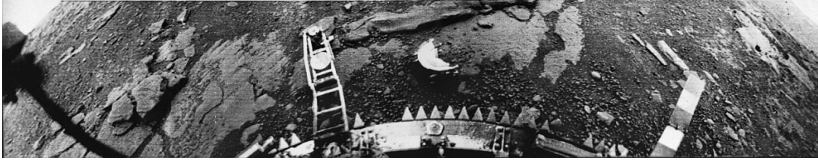


10.69. Venera 9: Osthang Beta-Regio, Untergrund basaltische „Gerölle“ mit Lokkermaterial dazwischen.

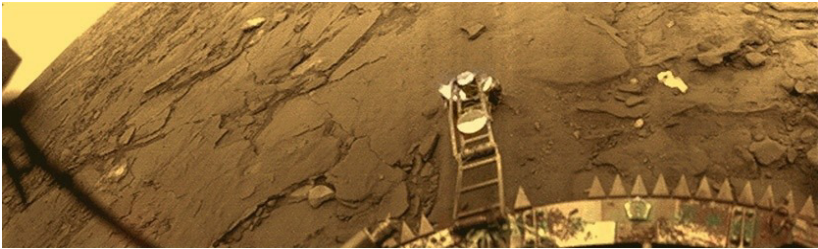


10.70. Venera 10: Ebenes Felsplateau, bedeckt mit basaltischen Gesteinsplatten.

Venus



- 10.71. Landeplatz von Venera 13. Sie erreichte am 1.März 1983 die Oberfläche der Venus im Gebiet der Phoebe Regio.



- 10.72. Nur vier Tage später landete auch Venera 14 erfolgreich auf dem unwirtlichen Planeten. Die Umgebung besteht aus plattenartigem basaltischem Eruptivgestein.

Die in der Tabelle angegebenen prozentualen Anteile ergeben sich nicht direkt aus den Meßdaten der Röntgenfluoreszenzspektrometer (XRF), sondern sind aus den Elementhäufigkeiten in entsprechende Oxide umgerechnet worden.

Neben dem XRF haben die sowjetischen Lander auch Messungen mit einem Gammastrahlenspektrometer ausgeführt, um die Konzentrationen von radioaktivem Kalium, Uran und Thorium zu bestimmen. Die Ergebnisse zeigt folgende Tabelle:

Ein direkter Blick auf die Venusoberfläche

	K in [%]	U in [ppm]	Th in [ppm]
Venera 8	4.0 ± 1.2	2.2 ± 0.7	6.5 ± 2.2
Venera 9	0.47 ± 0.08	0.60 ± 0.16	3.65 ± 0.42
Venera 10	0.30 ± 0.16	0.46 ± 0.26	0.70 ± 0.34
Vega 1	0.45 ± 0.22	0.64 ± 0.47	1.5 ± 1.2
Vega 2	0.40 ± 0.20	0.68 ± 0.38	2.0 ± 1.0

Surkov et.al. 1987



10.73. Diese von Don P. Mitchell neu bearbeitete Aufnahme des Venera 14 –Landers zeigt eine Landschaft, die durch langsam plattenartig erstarrte Magmaflüsse geprägt ist. Quelle NASA, Don P.Mitchell

Für Vergleich mit irdischen Gesteinen sind die Verhältnisse dieser Elemente untereinander entscheidend. So wurde das K/U-Verhältnis am Landeort von Venera 8 zu ~ 18200 bestimmt, was insofern ungewöhnlich ist, da dieses Verhältnis größer ist als für die meisten irdi-

Venus

schen Basalte. Daraus hat man abgeleitet, daß die Gesteine am Landeort aus kaliumreichen „alkalinen“ Basalten bestehen und nicht aus dem gleichfalls in Frage kommenden Rhyolith. Aufgrund des akuten „Wassermangels“ auf der Venus wäre aber letzteres nur sehr schwer zu verstehen ...

Die Zusammensetzung der Gesteinsprobe am Landeort von Venera 14 ähnelt den auf der Erde selten vorkommenden tholeiitischen Basalten (Beispiel: Hualalai-Vulkan auf Hawaii), die von Venera 13 dagegen mehr phonolitisch-tephritischen Basalten, wie man sie auf den Hochebenen der Venus vermutet. Auf der Erde kennt man sie als leucitische Basalte, wie sie beispielsweise in der Eifel oder am Vesuv vorkommen.



- 10.74. Mittels moderner Computertechnik konnten die Aufnahme des Venera 13 – Landers neu bearbeitet werden, wobei sich diese sehr realistisch anmutende Landschaft ergab. Quelle NASA, Don P. Mitchell

Ein direkter Blick auf die Venusoberfläche

Neben diesen „mineralogischen“ Befunden erhielten die Wissenschaftler noch weitere interessante Erkenntnisse von der Oberfläche, die nur kurz aufgelistet werden sollen:

- Der Himmel auf der Venus erscheint aufgrund der Rayleigh-Streuung gelblichgrün, die Oberfläche mehr orange (und zwar ziemlich eintönig).
- An der Oberfläche tritt anomale Refraktion auf, wodurch der Eindruck entsteht, man befindet sich in einer flachen Senke.
- Die Windgeschwindigkeiten und die Absetzgeschwindigkeiten von aufgewirbelten Staub sind aufgrund der hohen Dichte der unteren Venusatmosphäre sehr gering (Größenordnung 1 bis 2 m/s).

Landungen auf der Venusoberfläche – Eine gewaltige technische Herausforderung

Wir haben uns mittlerweile an die vielen Fotos, die von Landerobotern auf der Marsoberfläche über z.T. sehr lange Zeiträume hinweg kontinuierlich aufgenommen wurden (der Rover „Spirit“ war z.B. vom 25. Januar 2004 bis zum 22. März 2010 aktiv), gewöhnt. Für Landemissionen ist der Mars nun einmal ein idealer Planet. Bei der Venus sieht es bekanntlich anders aus. Anfänglich schien auch dieser Planet ein ideales Ziel für Landekapseln zu sein – Venus ist relativ leicht und schnell über eine Homann-Bahn (siehe Band 2) erreichbar und die dichte Atmosphäre erlaubt sehr effektiv das Abbremsen einer Kapsel durch Luftreibung und am Ende einen gemächlichen Abstieg am Fallschirm. Unter anderen aus diesen Gründen begann die damalige Sowjetunion bereits im Jahr des ersten bemannten Weltraumfluges (1961) mit der raumfahrttechnischen „Erschließung“ der Venus, die mit einigen Rückschlägen, meistens aber außerordentlich er-

Venus

folgreich, bis 1984 (Vega 2) fortgeführt wurde. Eine Auflistung aller erfolgreichen Missionen in diesem Zeitraum finden Sie im Kapitel „Die Erforschung der Venus mit Raumsonden“ in diesem Buch.

Die erste Sonde, die eine Landekapsel auf der Venus absetzen sollte, war Venera 3. Das „Absetzen“ gelang auch (1. März 1966), aber es konnten keine Meßdaten zur Erde gefunkt werden, da kurz zuvor der Funkkontakt zur Muttersonde abgerissen war. Auf jeden Fall wird die Sonde in der dichten Venusatmosphäre verglüht sein. Bei ihr handelte es sich um einen kugelförmigen Behälter, der mit einer hitzebeständigen Oberfläche ausgestattet war und in dessen Inneren sich einige Meßgeräte sowie Dezimeterwellensender befanden. Zu erwähnen ist vielleicht noch als Beilast eine Hohlkugel, auf deren Oberfläche die Konturen aller Kontinente der Erde eingraviert war und in deren Inneren sich eine Medaille mit dem Wappen der UdSSR und einer Darstellung des inneren Sonnensystems befand.

Den ersten teilweise erfolgreichen Landeversuch gelang am 18. Oktober 1967 mit Venera 4. Die 383 kg schwere Landekapsel tauchte mit einer Geschwindigkeit von 11.35 km/s über dem Äquator auf der Nachtseite in die Venusatmosphäre ein. Nach einer aerodynamischen Abbremsphase öffnete sich ein Spezialfallschirm, der die Sinkgeschwindigkeit auf etwa 3 m/s verringerte. Insgesamt konnten während des Abstiegs über eine Zeitdauer von 96 Minuten Meßdaten über Druck, Temperatur und chemische Zusammensetzung der Atmosphäre übertragen werden. Hier zeigte sich, daß offensichtlich alle theoretischen Vorhersagen über das Temperatur- und Druckregime (denen auch die Auslegung der Landesonden zugrunde lag) nicht stimmen konnten. Der maximale Druck, für den die mitgeführten Barometer ausgelegt waren, betrug 0.72 MPa. Das war natürlich viel zu wenig, denn schon in 23 km Höhe über den Boden, wo ein Druck von 1.76 MPa herrschte, wurde die Eintauchsonde zerdrückt und

Ein direkter Blick auf die Venusoberfläche

damit zerstört. Aus den von Venera 4 ermittelten Meßdaten schloß man auf einen Oberflächenluftdruck von ~ 2 MPa und auf eine Temperatur von ~ 270 °C. Außerdem wurde klar, daß Venus eine fast reine Kohlendioxidatmosphäre besitzt. Das Wort von der „Gluthölle Venus“ begann sich langsam durchzusetzen. Zum Vergleich: die unwirtlichsten Bedingungen, denen gewöhnlich eine Weihnachtsgans ausgesetzt wird, liegen bei 220 °C bei einem Luftdruck von 0.1 MPa.



- 10.75. Landekapsel von Venera 7. An der rechten Seite ist die Antenne für die Doppler-Höhenmessung inklusive ihres Ausklappmechanismus zu erkennen. Die wendelförmige Antenne oben in der Mitte diente der Meßwertübertragung. Außerdem sind Teile der Halteseile für die Fallschirme mit abgebildet.

Venus

Aber auch die nach diesen neuen Erkenntnissen bei weitem robuster konstruierten Lander von Venera 5 und 6 erreichten nicht die Oberfläche (16. und 17. Mai 1969). Sie wurden aufgrund des stetig steigenden Drucks in ca. 18 bzw. 10 km Höhe über dem Boden zerstört ($P > 2.7$ MPa), wo sie implodierten. Zuvor konnten sie aber noch fast eine Stunde lang Meßdaten zur Erde übertragen.

Die erste „echte“ Landung auf der Venus gelang am 15. Dezember 1970, als die Landesonde von Venera 7 nach 35-minütigen Abstieg auf die Oberfläche aufsetzte. Sie blieb dabei intakt und konnte trotz einer Umgebungstemperatur von 477 °C und einem Bodenluftdruck von 9.3 MPa noch weitere 23 Minuten lang Daten aufnehmen und zur Erde funken. Wie haben es die sowjetischen Techniker erreicht, eine Sonde so zu bauen, daß sie quasi unter den Bedingungen eines Schmelzofens eine genügend lange Zeit überstehen und funktionieren konnte?

Die Herausforderung bestand einmal in der Konstruktion einer thermischen Isolierung der Meßgeräte von der extrem dichten und heißen Außenwelt sowie in der Entwicklung eines Druckbehälters, der auf der Erde den Bedingungen der Tiefsee in ~ 1 km Wassertiefe gewachsen war. Ein weiteres großes Problem stellten die Fallschirme dar, die auch in der Lage sein mußten, extrem hohe Temperaturen um die 500 °C auszuhalten. Wie man sich leicht vorstellen kann, mußte die Konstrukteure unter Leitung von V.G. PERMINOV in vielerlei Hinsicht ingenieurtechnisches Neuland betreten. Es wurde z.B. ein aktives Kühlsystem für die innere Instrumentenkapsel mit Kompressor und Wärmeaustauscher entwickelt, welches sich auf der Venusoberfläche sehr gut bewährte. Immerhin konnte der Lander damit 57 Minuten am Leben gehalten werden, von denen er 35 Minuten lang verwertbare Daten zur Erde übermittelte. Wahrscheinlich ist die Landekapsel danach irgendwie gekippt, so daß schließlich nur noch 3

Ein direkter Blick auf die Venusoberfläche

Prozent der Antennenleistung für den dann noch 22 Minuten andauernden Funkkontakt zur Verfügung standen.

Die Erfahrungen, die mit Venera 7 gesammelt werden konnten, haben entscheidend für den Erfolg der folgenden Venuslandemissionen beigetragen, die u.a. zu den ersten Panoramaaufnahmen der unmittelbaren Umgebung der Landeplätze führten. So wurde z.B. ab Venera 8 zur passiven Kühlung des Instrumententeils eine Schale aus Lithiumnitrat-Trihydrat verwendet. Das physikalische Prinzip, was dabei eine Rolle spielt, ist allgemein bekannt. Wenn man ein Becherglas mit Wasser und Eiswürfeln erwärmt, wird die Temperatur des Wassers kontinuierlich bei 0 °C bleiben bis das gesamte Eis geschmolzen ist. Das Gleiche passiert natürlich auch, wenn ein Salz bei Erwärmung schmilzt. Lithiumnitrat-Trihydrat besitzt einen Schmelzpunkt bei 30 °C, so daß während der Zeit, in der es durch die Außentemperaturen zum Schmelzen gebracht wird, daß Innere der Kapsel konstant auf Elektronik-freundliche 30 °C gehalten werden kann.

Nach diesen ersten erfolgreichen Venuslandungen wußte man sehr genau über die Umweltbedingungen, die ein Lander auf der Venusoberfläche vorfindet, bescheid. Dadurch waren die sowjetischen Konstrukteure (z.T. in Zusammenarbeit mit französischen Spezialisten) in der Lage, eine neue, größere und damit leistungsfähigere Generation von Landesonden zu entwickeln, die in der Lage waren, Panoramaaufnahmen ihrer Landeplätze sowie detaillierte chemische Analysen der Oberflächengesteine vorzunehmen. Zu dieser Generation gehörten die Lander von Venera 9 (erste grobe Bilder der Landeumgebung), sowie Venera 10 bis 14, die zwischen 1975 und 1982 die Venusoberfläche erreichten. Seitdem wurden keine Venuslandungen, weder von den Amerikanern noch von den Russen, mehr durchgeführt. Erst ab etwa 2016 ist mit Venera D wieder eine Landung geplant.

Venusatmosphäre

Daß Venus eine mächtige Atmosphäre besitzt und man im Fernrohr nur die Wolkenhülle beobachten kann, entdeckte 1761 während des damals sehr beachteten Venusdurchgangs (neben einigen nicht so populären Forschern wie z.B. C.G. SILBERSCHLAG (1731-1790) in Deutschland) der russische Gelehrte MICHAEL WASSILJEWITSCH LOMONOSSOW (1711-1765). Aber erst mit dem Einsatz von Raumsonden ca. 200 Jahre später konnten ihre wichtigsten Parameter bestimmt werden, so daß wir über ihre Zusammensetzung und ihren Aufbau recht gut Bescheid wissen. Ihre Dynamik, die sich insbesondere in einer im Planetensystem einmaligen „Superrotation“, äußert) ist jedoch weiterhin rätselhaft und Gegenstand intensiver Forschung. Die seit einigen Jahren aktive Planeten-sonde „Venus Express“ der ESA ist extra dafür konzipiert worden, die physikalischen und meteorologischen Bedingungen der Venusatmosphäre aufzuklären.

Allgemeines

Venus hat die mächtigste Gashülle aller erdartigen Planeten. Ihre Masse beträgt etwa das 90-fache der Masse der Erdatmosphäre (absolut sind das $4.8 \cdot 10^{20}$ kg), wobei rund 90% in einer Schicht unterhalb von 28 km anzutreffen ist.

Die Venusatmosphäre besteht zu 96.5% aus Kohlendioxid und zu knapp 3.5% aus Stickstoff. Bei der Erde, die etwa die gleiche Größe hat, überwiegt dagegen Stickstoff (ca. 78%) und Kohlendioxid ist mit einem Anteil von 0.033% nur ein (wenn auch wichtiges) Spurengas. Daß es in der Erdatmosphäre nur so geringfügig vorkommt und der äußerst reaktive Sauerstoff fast 21% der Atmosphärogase ausmacht, ist eine Konsequenz der Biosphäre und damit des Lebens.

Die Zusammensetzung der Venusatmosphäre hängt stark von der Höhe über dem Planeten ab. Während in großen Höhen CO_2 , CO und N_2 vorkommen, findet man an der Oberfläche fast nur noch CO_2 und etwas N_2 .

Auf der Erdoberfläche beträgt der Luftdruck 0.1 MPa. Die sowjetischen Venuslander haben auf der Venusoberfläche einen neunzigmal größeren Druck gemessen, 9.2 MPa. Das entspricht auf der Erde dem Wasserdruck in einer Meerestiefe von ca. 910 Meter! Dazu kommt noch eine Oberflächentemperatur von ungefähr 460 °C, die überaus gleichmäßig auf dem gesamten Planeten – unabhängig ob Tag- oder Nachtseite – zu finden ist. Der Unterschied zwischen Tag- und Nachttemperaturen dürfte dabei gerade einmal in der Größenordnung von einem Grad liegen.

Wenn man bedenkt, daß die Gesamtmasse der Venusatmosphäre ungefähr einem Drittel der Masse der irdischen Ozeane entspricht, kann man bei ihr durchaus von einem „Luftozean“ sprechen.

Der große Gasdruck bewirkt, daß es auf der Venusoberfläche (im Gegensatz zu ihrer oberen Atmosphäre) so gut wie keine größeren permanenten Windströmungen gibt. Der Lander von Venera 13 hat lediglich eine leichte Brise zwischen 0.5 und 0.6 m/s gemessen. Anders ist es, wenn ein größerer Meteorit oder gar ein kleiner Planetoid die Atmosphäre durchschlägt. Dabei entstehen Druckwellen, die bis zu einigen Gigapascal (GPa) stark werden können und – an der Oberfläche reflektiert – dann äußerst kräftige und weiträumige Stürme ausbilden. Auf diese Weise entstehen die gerade um Einschlagkrater so auffälligen geröllarmen bzw. geröllfreien Flächen sowie die auf dem Planeten nur selten anzutreffenden Dünenstrukturen. Ein in dieser Beziehung für den Geologen interessantes Gebiet stellt der Impaktkrater Mead dar, in dessen Nähe einige ausgedehnte Yardangfelder auf Magellans Radaraufnahmen entdeckt werden konnten.

Lichtstreuung in der Atmosphäre

Aufgrund der hohen Gasdichte wirkt die Rayleigh-Streuung des einfallenden Lichtes auf der Venus bedeutend stärker als auf der Erde. Deshalb erscheint der Himmel nicht tiefblau wie auf der Erde bei wolkenlosem Himmel, sondern in einem dämmerartigen, gelblich-grünen Licht. Das liegt auch daran, daß nur etwa 2% des sichtbaren Sonnenlichts die dichte Wolkendecke durchdringen kann. Auch treten an der Oberfläche anomale Refraktionserscheinungen auf die dazu führen, daß es für einen fiktiven Beobachter, der sich auf einer der Venusebenen befindet, immer so aussieht, als ob er in der Mitte einer flachen Grube steht, d.h. der Horizont erscheint bedeutend näher als er in Wirklichkeit ist. Dieser Effekt ist auch auf den Panoramaaufnahmen der Venuslander zu bemerken. Unter günstigen Beleuchtungsverhältnissen dürfte die Sichtweite auf der Oberfläche gerade einmal 3 Kilometer erreichen.

Chemische Zusammensetzung

Die meisten Erkenntnisse über den chemischen Aufbau der Venusatmosphäre stammen aus in situ –Messungen von Eintauchsonden, die mit verschiedenen Spektrometern und Gaschromatographen ausgerüstet waren. Sie offenbarten in der fast reinen Kohlendioxidatmosphäre (96.5 %) eine äußerst reichhaltige Atmosphärenchemie, die sich besonders in den etwas höheren, mit Dunst (hauptsächlich mikroskopische H_2SO_4 -Tröpfchen) erfüllten Luftschichten abspielt (obere Troposphäre). Diesen Bereich kann man sogar direkt als „photochemische Fabrik“ betrachten, wo unter der Einwirkung solarer UV-Strahlung äußerst vielfältige chemische Reaktionen zwischen Kohlendioxid, Schwefeldioxid und Wasserdampf ablaufen, die u. a. zur Bildung der erwähnten Schwefelsäure-Tröpfchen führen. Man vermutet auch, daß bestimmte, bisher noch unbekannt Reaktions-

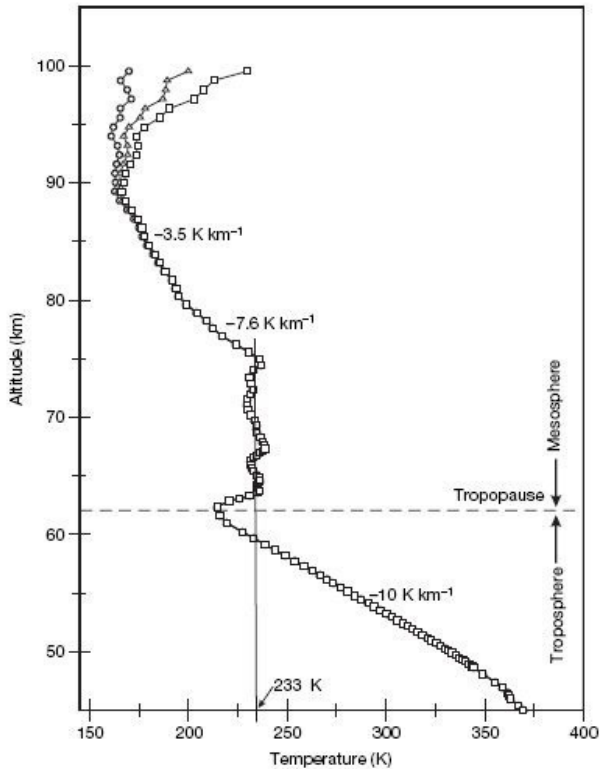
produkte die Ursache für die immer noch nicht vollständig aufgeklärten UV-Absorptionen sind, welche den Venuswolken auf den Fotografien ihre eigentliche „Struktur“ verleihen und die man manchmal sogar als feine Schattierungen von der Erde aus beobachten kann, wenn man am Fernrohr ein Violettfilter verwendet.

Die meisten der an den photochemischen Reaktionen beteiligten Stoffe kommen, wie man der folgenden Tabelle entnehmen kann, nur in extrem geringen Konzentrationen vor. Trotzdem hat ihr Studium auch für irdische Belange Bedeutung, da sie an Reaktionszyklen beteiligt sind, die in ähnlicher Form auch in der Erdatmosphäre ablaufen und z.T. als klimarelevant eingeschätzt werden. Das betrifft u.a. die Bildung von Aerosolen wie den bereits erwähnten mikroskopisch kleinen Schwefelsäuretröpfchen als Hauptbestandteil der „Venuswolken“. Sehr wichtig für das Verständnis der Entwicklungsgeschichte der Venusatmosphäre sind auch die Edelgase Neon, Argon sowie Krypton - und zwar insbesondere deren Isotopenverhältnisse.

Vertikaler Aufbau der Venusatmosphäre

Über den vertikalen Aufbau der Venusatmosphäre weiß man aufgrund der Messungen der zahlreichen Sonden, die in die Atmosphäre eingetreten sind, mittlerweile schon recht gut Bescheid. Dazu haben neben den sowjetischen Landesonden insbesondere auch Pioneer Venus 2 beigetragen, der 1978 eine große sowie drei kleinere Atmosphärensonden absetzen konnte. Außerdem gelang es 1985 den sowjetischen Sonden Vega 1 und Vega 2 jeweils einen Ballon in der Venusatmosphäre auszusetzen, die über einige Tage hinweg von der Erde aus mit Radioteleskopen verfolgt werden konnten. Dabei ließen sich wertvolle Daten über das Strömungsverhalten der oberen Atmosphärenschichten gewinnen.

Venus



10.76. Temperaturprofil nach Messungen von Venus Express. Quelle ESA

Ein besonders aussagekräftiges Temperatur- und Druckprofil konnte anhand der genauen Analyse eines Funksignals der Magellan-Sonde am 5. Oktober 1991 erhalten werden, als sie von der Erde aus gesehen bei 67° nördlicher Breite von der Venus bedeckt wurde. In jüngerer Zeit hat die ESA-Sonde Venus Express noch bessere atmosphärische Temperaturprofile über der Tag- und Nachtseite des Planeten erstellt, die zu einigen neuen Erkenntnissen, insbesondere in Bezug auf den extremen Treibhauseffekt, geführt haben.

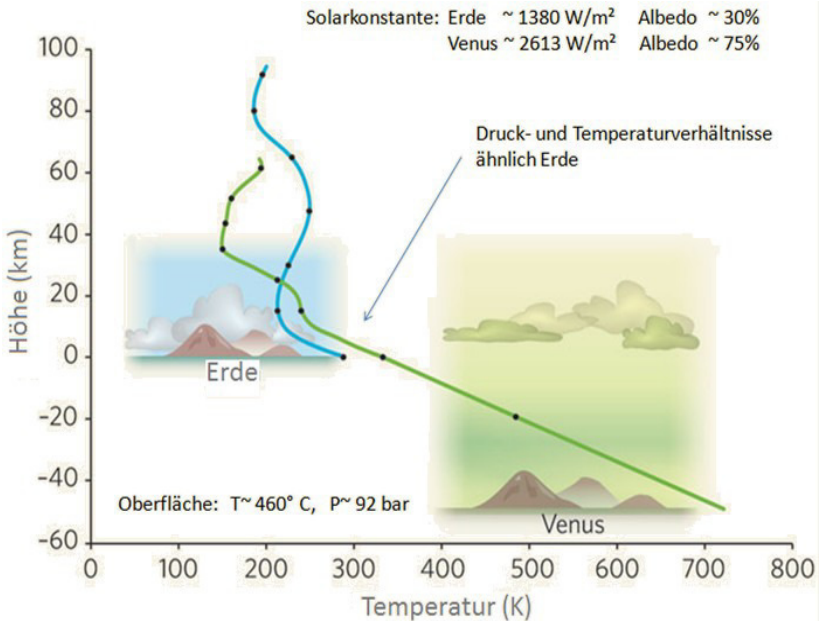
Atmosphärensichten

Auf der Erde bestimmt der vertikale Temperaturverlauf im Wesentlichen die Benennung der stockwerkartigen Atmosphärenschichten, die durch sogenannte „Pausen“ (d.h. Bereichen, wo sich das Vorzeichen des Temperaturgradienten ändert) getrennt werden. Auf der Venus ist das schwieriger. So fehlt z.B. die Temperaturinversion, die auf der Erde den Übergang der Troposphäre zur Stratosphäre einleitet und die bekanntlich durch die Ozon-Absorption hervorgerufen wird. Aus dem Grund unterscheidet man bei der Venus nur die Schichten Troposphäre, Mesosphäre und Thermosphäre, wobei die Obergrenze der Troposphäre *per definitionem* mit der Obergrenze der äußersten Wolkenschicht zusammenfällt. Eine Stratosphäre gibt es nicht.

Troposphäre

Die Troposphäre erstreckt sich von der Venusoberfläche ($T \sim 740 \text{ K}$, $p \sim 9 \text{ MPa}$) bis zur Oberkante der Wolkenschichten ($h \sim 60 - 70 \text{ km}$, $T \sim 240 \text{ K}$, $p \sim 5 \text{ kPa}$) und wird nochmals in untere und ober Troposphäre eingeteilt. Ihr Temperaturprofil ist dabei nahezu unabhängig von der geographischen Breite und zeigt auch keine Unterschiede zwischen Tag- und Nachtseite. Es scheint also im Bereich der Troposphäre keine wesentlichen Kühlmechanismen zu geben, die zu einer tageszeitlichen oder geographischen Variation der Temperaturen führen. In der Erdatmosphäre beobachtet man dagegen eine um einige Kilometer geringere Höhe der Tropopause über den Polen im Vergleich zum Äquator, während sich bei der Venus die Höhe der Tropopause mit der geographischen Breite nicht ändert.

Venus



10.77. Temperaturprofil der Venusatmosphäre nach den Messungen von Venus Express. Um eine bessere Vergleichsmöglichkeit mit dem Temperaturverlauf in der Erdatmosphäre zu ermöglichen, wurde der Höhennullpunkt bei einem atmosphärischen Druck von 1 bar (0.1 MPa) angesetzt. Quelle Nature, 450, 2007

An dem linearen Verlauf der Temperaturkurve unterhalb von $\sim 60 \text{ km}$ Höhe ist zu entnehmen, daß der Temperatur-abfall adiabatisch erfolgt. Die Temperaturänderungsrate kann deshalb durch die einfache Differentialgleichung

[20.1]

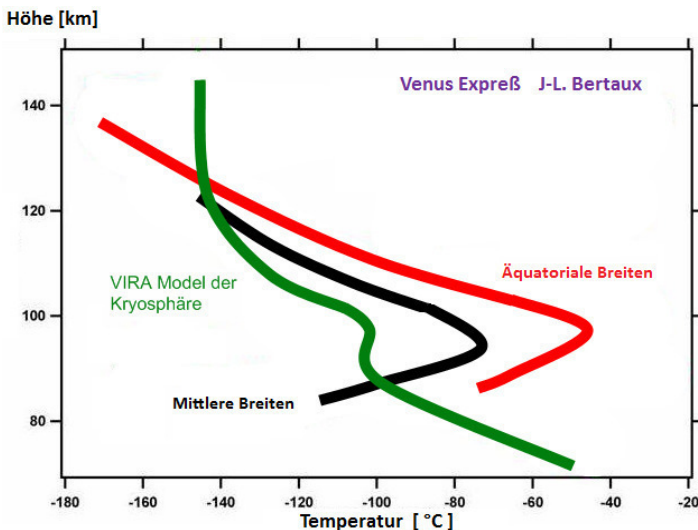
$$\frac{dT}{dh} = -\frac{\mu g}{C_p}$$

beschrieben werden, wobei g die Schwerebeschleunigung sowie μ das mittlere Molekulargewicht und C_p die Wärmekapazität für Koh-

lendioxid ist. Sie liegt in Übereinstimmung mit den theoretischen Erwartungen unterhalb der Wolkenbedeckung ziemlich konstant bei $\sim 10 \text{ K km}^{-1}$.

Mesosphäre

Durch die fehlende Ozonschicht, die auf der Erde zu einer lokalen Erwärmung und damit zu einer breitenabhängigen Temperaturinversion in ca. 15 – 50 km Höhe führt, läßt sich in der Venusatmosphäre keine Stratosphäre eindeutig definieren. Deshalb folgt oberhalb der Venuswolken auf die obere Troposphäre sofort die Mesosphäre. Sie erstreckt sich im Höhenbereich zwischen $\sim 70 \text{ km}$ und $\sim 120 \text{ km}$ und kann in einer ersten groben Näherung bis in eine Höhe von $\sim 90 \text{ km}$ weitgehend als isotherm mit einer mittleren Temperatur von $\sim 230 \text{ K}$ angesehen werden.



- 10.78. Gemessener und erwarteter Temperaturverlauf der mittleren Mesosphäre auf der Nachtseite des Planeten nach Venus Express-Messungen. Quelle ESA

Venus

Überraschenderweise unterscheiden sich, wie Venus Express messen konnte, die Temperaturen zwischen Polarregion und Äquator etwas, und zwar derart, daß die Polarregionen um ca. 40 K wärmer sind als die Mesosphäre über dem Äquator. Im Bereich der gemäßigten Breiten bei $\sim 65^\circ$ gibt es dagegen ein leichtes zonales Temperaturminimum in ca. 63 km Höhe, welches offensichtlich mit einem lokalen großräumigen Zirkulationsmuster der mittleren Atmosphärenschichten zusammenhängt.

In letzter Zeit gelangen mit der Methode der infraroten Heterodyn-Spektroskopie detaillierte Temperaturmessungen an der Mesosphären-Obergrenze ($h \sim 115$ km), die ein unerwartet variables Bild dieser Region ergeben haben.

Thermosphäre und Kryosphäre

Oberhalb von 110 km Höhe beginnt auf der Tagseite der Venus die Thermosphäre und auf der Nachtseite die sogenannte Kryosphäre. Letztere wurde nach dem griechischen Wort für „Frost“ benannt, da sie sich sehr stark (d.h. auf ca. -173°C) abkühlt. Aber auch die Temperaturen der Thermosphäre auf der Tagseite bleiben noch weit unter (bis 600 K) der Temperatur der Thermosphäre der Erde zurück.

Die Ursache dafür ist hauptsächlich in der im Vergleich zur Erde langsamen Rotation der Thermosphäre (ca. 6 Tage) sowie in den Emissions- und Absorptionseigenschaften des Kohlendioxidmoleküls zu sehen. Dieses Molekül ist sowohl ein guter Absorber von UV-Strahlung als auch ein guter Emittent von Infrarotstrahlung. Die Aufheizung der Thermosphäre über ihren subsolaren Punkt erfolgt deshalb wegen der im Vergleich zu anderen Atmosphärenbestandteilen sehr hohen CO_2 -Teilchendichte fast ausschließlich durch CO_2 -UV-Absorption, während die Abstrahlung durch IR-Emission auf der Nachtseite erfolgt, was zu einem starken Abkühlungseffekt und da-

mit zur Ausbildung einer Kryosphäre führt. Der gleiche Effekt wird übrigens auch beim Mars beobachtet.

Durch den temperaturbedingten Druckunterschied zwischen Tag- und Nachtseite bildet sich ein spezielles Zirkulationsmuster in Form einer Strömung aus, die zwischen subsolaren Punkt und „Mitternachtspunkt“ besteht und im Bereich des Terminators am Größten ist. Auch dieser Effekt ist vom Planeten Mars her bekannt. Was neu ist, ist die Beobachtung, daß der Temperaturverlauf der Mesosphäre auf der Nachtseite in 80 bis 100 km Höhe eine positive Abweichung um 20 K (mittlere Breiten) bis 40 K (Äquator) zeigt, die wahrscheinlich durch die beschriebene Strömung verursacht wird. Es ist z.B. denkbar, daß diese Strömung im Bereich des Mitternachtspunktes die unter ihr liegende Luftschichten leicht zusammenpreßt, worauf sie mit einer Temperaturerhöhung reagieren. Ob das wirklich so ist, müssen weitere Untersuchungen klären.

Exosphäre

Die Exosphäre der Venus schließt deren Ionosphäre mit ein. Letztere wurde bereits 1967 durch Mariner 5 entdeckt und später mittels verschiedener Methoden, die u. a. sogar den direkten Nachweis von geladenen Partikeln mit dem Ionen-Massenspektrometern des Pioneer Venus Orbiters beinhaltete, im Detail untersucht.

Die untere Grenze der Exosphäre liegt in etwa 110-135 km Höhe, was dem fehlenden Magnetfeld und der größeren Nähe zur Sonne geschuldet ist (zum Vergleich, die Exosphäre der Erde hat ihre Untergrenze im Mittel bei ~ 700 km Höhe). Sie ist Teil der Heterosphäre, wo es aufgrund der großen freien Weglängen der Teilchen zu keiner Durchmischung der Teilchen mehr kommt, sondern sich die einzelnen Gasbestandteile entsprechend ihrer Skalenhöhen schichten.

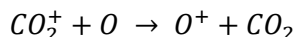
Ionosphäre

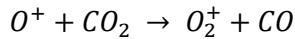
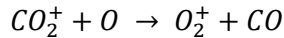
Als Ionosphäre wird der Teil der Exosphäre bezeichnet, die signifikante Mengen von Ionen und freien Elektronen enthält, die bei der Ionisation von Neutralteilchen durch die hochenergetische EUV-Strahlung (EUV = *extreme UV*, $\lambda = 30 \dots 1 \text{ nm}$) der Sonne entstehen. Sie hat deshalb auf der Tagseite eine weitaus größere Mächtigkeit als auf der Nachtseite. Dort wird sie erst dann wesentlich, wenn in Zeiten erhöhter Sonnenaktivität die Tagseite-Ionosphäre von geladenen Teilchen so stark gesättigt ist, daß sie teilweise auf die Nachtseite abdriften und die dortige, durch Stoßionisation mit Elektronen erzeugte Population geladener Teilchen signifikant vermehren. Diese „Aufladung“ der Ionosphäre hat großen Einfluß auf die Wechselwirkung der Hochatmosphäre mit dem an den Seiten der Venus abströmenden Sonnenwind. Dieser Sonnenwind enthält in das Sonnenwindplasma eingefrorene Magnetfelder, die bei Umströmung der Venus starke elektrische Felder induzieren. Dabei kommt es zu einem kontinuierlichen Substanzverlust, weil einzelne Ionen (hauptsächlich Sauerstoff und Wasserstoff) aufgrund dieses elektrischen Feldes in den Plasmaschweif der Venus hineingezogen werden und damit den Planeten verlassen. Dieser Ionenfluß konnte mit dem Experiment ASPERA-4 (Venus Express) genau verfolgt, quantitativ bestimmt und auch kartographiert werden. Er ist in ähnlicher Form auch beim Mars zu beobachten.

Ionenproduktion

Die wichtigsten Ionen in der Venus-Ionosphäre sind im tieferen Bereich (d.h. zwischen 110 und 200 km Höhe) O_2^+ und NO^+ , während oberhalb von 200 km Höhe der einfach ionisierte Sauerstoff O^+ überwiegt. Sie entstehen z.B. durch folgende Reaktionen:

[20.2a-c]

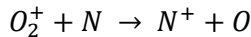




Aufgrund des hohen Anteils an Sauerstoffionen in der Ionosphäre spricht man auch von einer „Sauerstoffkorona“ welche die Venus besonders auf der Tagseite umgibt.

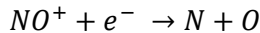
Die wichtigste Quelle der NO^+ -Ionen ist die Ionen-Austauschreaktion

[20.3a]



während deren „Senke“ in der dissoziativen Rekombination

[20.3b]



besteht.

Weiterhin konnten u.a. noch folgende Ionen nachgewiesen werden: C^+ , CO^+ , CO_2^+ , N^+ , N_2^+ , H^+ sowie He^+ .

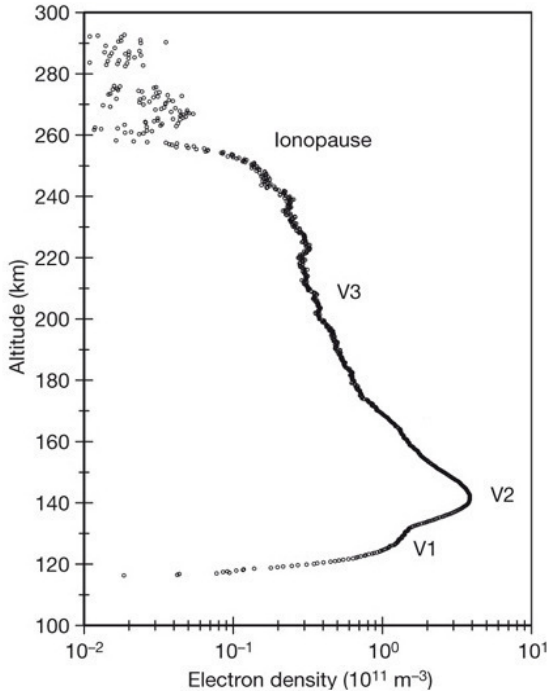
Aufgrund der Wechselwirkung der Ionosphäre mit dem Sonnenwind bildet sich in größeren Höhen (auf der Tagseite bei ca. 400 km) eine Ionopause aus, wo die Teilchendichte rapide zurückgeht.

Venus-Express Radio Science Occultation Experiments

Ähnlich wie die Ionosphäre der Erde läßt sich die Ionosphäre der Venus in verschiedene Schichten, z.B. entsprechend ihrer Elektronenkonzentration, einteilen. Diesbezügliche Messungen wurden im Rahmen des *Venus Express Radio Science* (VeRa) –Experiments

Venus

durchgeführt. Bei diesem Experiment verfolgt man frequenzstabile Radiosignale (hier bei 2.3 GHz und 8.4 GHz) während einer Bedeckung der Sonde durch den Planeten, bei der die Radiosignale zwangsläufig durch die Venusatmosphäre laufen müssen.



- 10.79. Elektronendichteprofil der Ionosphäre der Venus zwischen 120 und 300 km Höhe, abgeleitet aus VeRa-Messungen, für einen Ort nahe des Äquators nachmittags Ortszeit. Die drei physikalisch unterscheidbaren *ionisation layer* sind mit V1 bis V3 bezeichnet. Quelle Nature 450, 2007 Pätzold et.al.

Die Ablenkung (Refraktion) der Radiosignale hängt dabei von der lokalen Neutralgasdichte und im Bereich der Ionosphäre von der lokalen Elektronendichte ab. Messungen können bei diesem Experiment sowohl beim Verschwinden der Sonde hinter dem Planeten

als auch beim Wiedererscheinen am anderen Planetenrand durchgeführt werden. Erfasst wird dabei der Höhenbereich zwischen 50 und 90 km (Neutralgasatmosphäre) als auch zwischen 100 und 500 km (Ionosphäre).

Die obige Abbildung 10.77 zeigt den vertikalen Verlauf der Elektronendichte im Bereich des Venusäquators bei einem Sonnenstand von 50° Zenitdistanz. Deutlich ist die untere Ionisationszone V1 sowie die Hauptschicht V2 auszumachen (man beachte die logarithmische Skalierung der Abszisse). Ihre Entstehung verdanken sie der Reaktion (2.2a-b) aufgrund der Einwirkung solarer EUV und weicher Röntgenstrahlung.

Das O^+ -Ion wird ab etwa einer Höhe von 180 km wichtig und bildet ab dieser Höhe potentiell eine eigene Schicht, die als V3 bezeichnet wird. Ihr Verlauf zeigt eine besonders starke tageszeitliche Schwankung mit der Zenitdistanz der Sonne, während die vertikale Lage (aber nicht die Elektronendichte) der V1- und V2-Schicht weitgehend konstant ist (~ 125 km und ~ 140 -150 km, PÄTZOLD et.al. 2007).

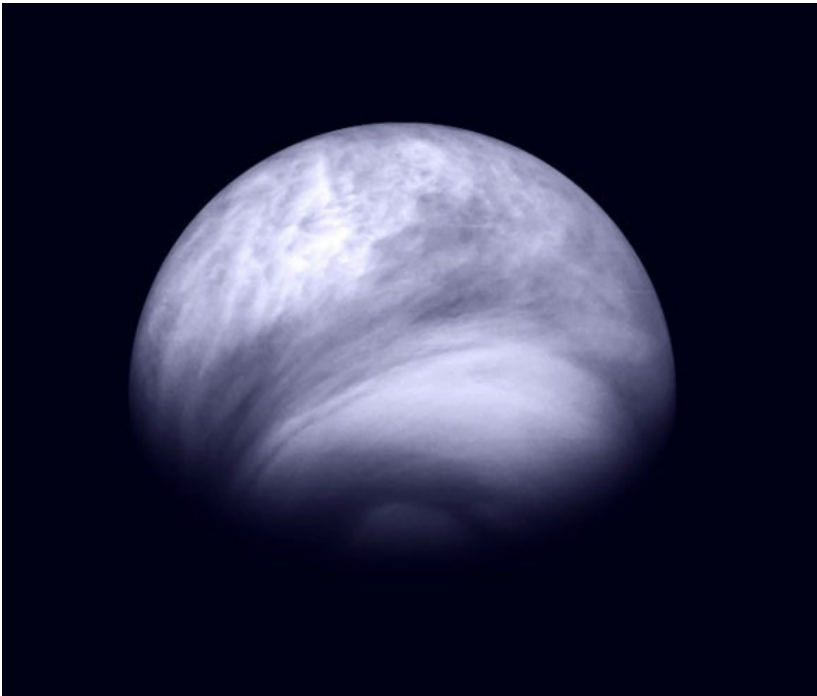
Troposphärische Wolkenschichten

Die Venuswolken, welche den gesamten Planeten lückenlos einhüllen, bilden in einem Höhenbereich zwischen 48 und 70 km mehrere, gut zu unterscheidende Schichten. Dabei handelt es sich nicht um Wasserdampf Wolken wie auf der Erde, sondern vielmehr um eine Art speziellen Dunst aus mikroskopisch kleinen Tröpfchen konzentrierter Schwefelsäure H_2SO_4 . Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß man zu diesem Befund bereits 1974 gekommen ist, und zwar bevor noch automatische Sonden den Chemismus der Wolken vor Ort aufklären konnten. Damals hatten J.E.HANSEN und J.W.HOVENIER aus dem Vergleich zwischen polarimetrischen und spektroskopischen Messungen sowie theoretischen Erwägungen festgestellt, daß kugelför-

Venus

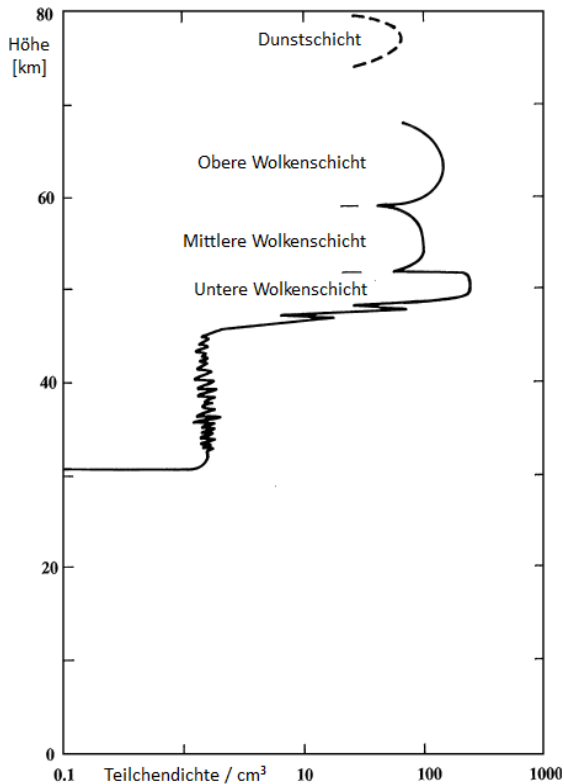
mige Tröpfchen mit einem Durchmesser von ungefähr einem Mikrometer und dem Brechungsindex von 75-90%-iger Schwefelsäure die Beobachtungen am besten reproduzieren. Diese Hypothese konnte später auch von den Eintauchsonden von Pioneer Venus direkt bestätigt werden.

Eine Untersuchung der Venuswolken und ihrer Dynamik ist von der Erde aus schwierig, da sie in den meisten Wellenlängenbereichen nur wenig Struktur zeigen. Lediglich im UV-Bereich werden Strukturen sichtbar, die auf einen noch unbekanntem Absorber zurückgeführt werden.



10.80. Nur im UV-Bereich erkennt man Details der Venuswolken, die eigentlich nur Dunstschichten aus Schwefelsäureaerosolen sind

Informationen über den vertikalen Aufbau der Venuswolken wurden bereits bei den ersten Landemissionen mittels Nephelometer, die während des Abstiegs die optischen Eigenschaften der durchflogenen Luftschichten bestimmten, erhalten. Danach kann man in der vertikalen Richtung drei Wolkenschichten unterscheiden, die durch gut definierte Übergangszonen mit einer Mächtigkeit von ungefähr einem halben Kilometer getrennt sind.



- 10.81. Wolkenstruktur, wie sie aus den Meßdaten (Teilchendichten der Aerosol-Droplets) der „Large Probe“ von Pioneer Venus abgeleitet wurden. Quelle NASA, Lewis

Venus

Untere Wolkenschicht

Diese Schicht besteht aus Aerosolen aus Phosphorsäure und elementarem Schwefel. Sie beginnt in einer Höhe von 48 km und erstreckt sich bis in eine Höhe von ca. 51 km. Die meisten „Tröpfchen“ sind nur ungefähr 0.2 μm groß. In einem Kubikzentimeter befinden sich nach Messungen verschiedener Sonden im Mittel ca. 1300 Teilchen unterschiedlicher Größe.

Mittlere Wolkenschicht

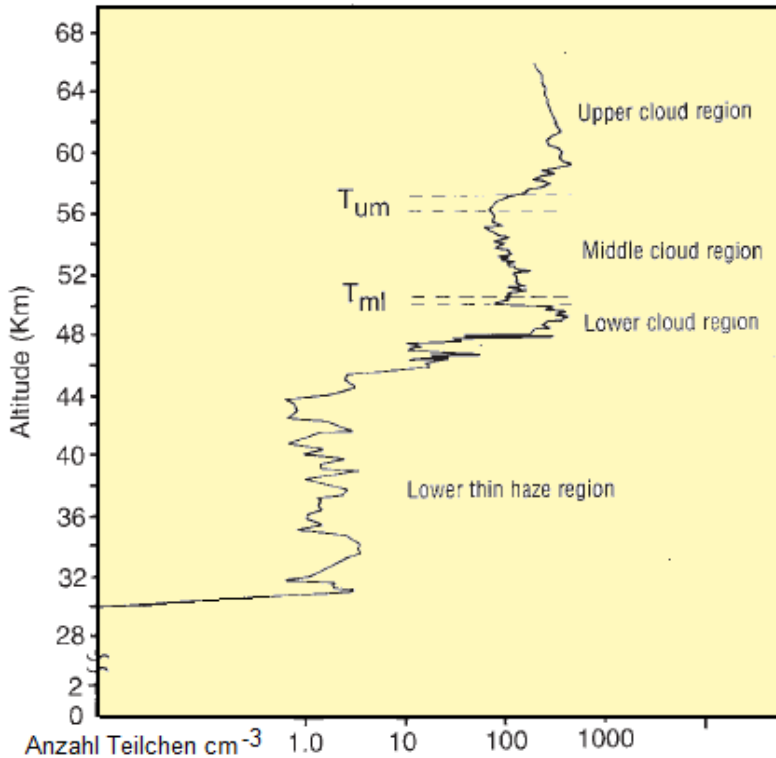
Diese Wolkenschicht befindet sich im Höhenbereich zwischen 52 km und 57 km. Die mittlere Teilchendichte ist mit rund 300 cm^{-3} geringer als in der darunter liegenden Zone, obwohl sie die Hauptmasse der Venuswolken enthält. Nach den Messungen von Venera 12 kommen die Teilchen in drei verschiedenen und gut unterscheidbaren Größen vor wobei man annimmt, daß es sich bei den größten Partikeln nicht um Flüssigkeitstropfen, sondern um kristalline Festkörper (Schwefel?) handelt. Chemisch gesehen bestehen die wolkenbildenden Aerosole aus konzentrierter Schwefelsäure sowie aus chlorhaltigen Verbindungen, wobei der Anteil von Schwefel den Anteil von Chlor um fast eine Größenordnung übersteigt (Venera 13 und 14).

Obere Wolkenschicht

Diese Schicht beginnt in 58 km Höhe und hat eine unscharfe obere Grenze in ungefähr 70 km Höhe bei einer Temperatur, die in der Nähe des erwarteten Phasenübergangs flüssig-fest von 75-90%-iger Schwefelsäure liegt, aus dem der smogartigen Dunst hauptsächlich besteht.

Ober- und unterhalb dieser Wolkenschichten gibt es noch Zonen von leichtem, d.h. optisch dünnen Dunst. Unterhalb von 30 km Höhe ist die Venusatmosphäre praktisch durchsichtig.

Insbesondere die Dunstschicht zwischen 70 und 90 km Höhe wird für die Strukturen verantwortlich gemacht, die man auf UV-Aufnahmen der Venus deutlich erkennen kann.



10.82. Vertikales Wolken- bzw. Dunstprofil der Venustroposphäre, aufgenommen von der Large Probe von Pioneer Venus 2. Dargestellt ist die Anzahl der registrierten Aerosoltröpfchen pro Kubikzentimeter. Quelle D.M.Hunten et.al. 1984

Venus

Dunst- und Wolken- schichten	Höhen- bereich [km]	Temperatur- bereich [K]	Druckbereich [bar]
Obere Dunstschicht	90-68	171-238	$10^{-4} - 10^{-2}$
Obere Wolkenschicht	68-58	235-276	0.06-0.31
Zwischenschicht	58-57	276-281	0.31-0.36
Mittlere Wolken- schicht	57-52	281-330	0.36-0.76
Zwischenschicht	52-51	330-340	0.76-0.92
Untere Wolkenschicht	51-48	340-365	0.92-1.3
Untere Dunstschicht	48-32	365-475	1.3-7.6

Marov, Grinspoon 1998

Staubfreie Atmosphäre

Interessant ist auch die Erkenntnis, daß es in der Venusatmosphäre offenbar keinen Staub gibt und zwar nicht einmal in den dichten und heißen Oberflächenschichten, wie die Messungen der sowjetischen Venuslander zeigen.

Im Vergleich zur Erde kann man die Venuswolken eigentlich gar nicht als „Wolken“ im herkömmlichen Sinn bezeichnen. Venuswolken ähneln eher dem Smog über Großstädten an einem warmen windstillen Sommertag. Daß sie von der Erde aus als völlig undurchsichtig erscheinen liegt an ihrer vertikalen Mächtigkeit von ungefähr 20 km. Die Sichtweite innerhalb der Wolkenschicht dürfte ungefähr einem Kilometer betragen. Ihre Gesamtmasse beträgt weniger als ein Zehntel der Wolkenmasse der Erde.

Atmosphärenchemie

Während die Frage, wo der Wasserdampf her kommt, aus dem die irdischen Wolken bestehen, sehr leicht zu beantworten ist, ist eine Antwort auf die Frage, auf welche Art und Weise die Schwefelsäurewolken in der Venusatmosphäre entstehen, schon weitaus schwieriger.

Schwefelsäuretröpfchen

Die Droplets, die diesen Dunst bilden, bestehen "nach Gewicht" aus ca. 75% reiner Schwefelsäure und aus ca. 25% Wasser, also angenommen aus der Verbindung $H_2SO_4 \cdot 2H_2O$. Dabei nimmt die Konzentration an Schwefelsäure von der Wolkenobergrenze zu den unteren Wolkenschichten hin leicht zu. Die Ausgangsstoffe, Schwefeldioxid SO_2 und Wasserdampf H_2O , gehören in der Venusatmosphäre zu den Spurenstoffen, die prozentual nur in sehr geringer Menge (einige Zehn bis einige Hundert ppm) vorkommen. Man kann ohne weiteres davon ausgehen, daß Schwefeldioxid zusammen mit Schwefelwasserstoff H_2S und molekularen Schwefel S_2 auch heute noch durch vulkanische Prozesse (Entgasung) auf der Venusoberfläche freigesetzt wird, obwohl ein direkter Nachweis dafür noch aussteht. Ob es ähnliche Quellen auch für Wasserdampf gibt, ist unbekannt, aber trotz der „Trockenheit“ der Mantelgesteine nicht ganz auszuschließen. Trotzdem kann man sagen, daß der heutige Wasseranteil an der Venusatmosphäre primär nur der kümmerliche Rest eines ehemals an Wasser reichen Planeten ist, wie das im Vergleich zur Erde überraschend hohe Deuterium - Wasserstoffverhältnis verrät. Aber auch der Wassereintrag durch Kometenimpakte muß als Quelle in Betracht gezogen werden.

Venus

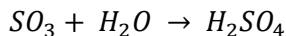
Chemische Stabilität der Wolkenschichten

Die Stabilität der Venuswolkenschichten ergibt sich aus einem zyklischen Prozeß, bei dem im (kalten) oberen Bereich Schwefelsäure-Aerosole gebildet und im (heißen) unteren Bereich wieder aufgelöst werden. Dafür sind eine Anzahl photochemischer Reaktionen unter Beteiligung solarer UV-Strahlung (oberhalb der höchsten Wolkenschicht) sowie eine Anzahl thermochemischer Reaktionen (unterhalb der untersten Wolkenschicht) verantwortlich. Sie können hier nur in einer stark vereinfachten Form vorgestellt werden.

Photochemische Prozesse in der oberen Troposphäre – Entstehung von H_2SO_4 -Tröpfchen

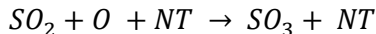
Die Entstehung von Schwefelsäure kann unter den Bedingungen der Venusatmosphäre effektiv nur durch Hydratation von Schwefeltrioxid erfolgen

[20.4]



Dazu sind reaktive Sauerstoffatome notwendig, die von photochemischen Reaktionen bereitgestellt werden und damit die Umwandlung von Schwefeldioxid in Schwefeltrioxid ermöglichen:

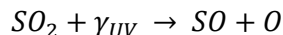
[20.5]



(NT=Neutralteilchen)

Der Sauerstoff stammt hauptsächlich aus der Photolyse von Kohlendioxid oder von Schwefeldioxid:

[20.6a,b]



Die in (20.6) eingehenden Neutralteilchen, die gewissermaßen als „Katalysator“ für die genannte Reaktion wirken, sind z.B. die Radikale OH und HO_2 . Sie stammen u. a. aus der Photodissoziation von Chlorwasserstoff HCl , der an der Wolkenobergrenze mit einem Anteil von 0.6 ppm gefunden wird. Radikale, also molekulare Bruchstücke mit einer ungeraden Elektronenzahl und einem nichtabgesättigten Bindungspaar, spielen in der Atmosphärenchemie eine große Rolle, da sie extrem reaktiv sind. Sie sind an vielen Rückreaktionen (wie z.B. $CO + OH \rightarrow CO_2 + H$) beteiligt und bestimmen somit in Abhängigkeit von den physikalischen und chemischen Umgebungsbedingungen viele Zeitskalen von Reaktionen in einem Reaktionszyklus.

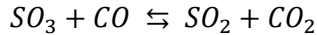
Die bei der Reaktion (20.5) entstehenden Schwefelsäuremoleküle kondensieren bei Temperaturen um 240 K (was einer Höhe von ~ 70 km entspricht) aus der Gasphase aus und bilden dort mikrometergroße Tröpfchen, die, da stark hydrophil, weiter Wasser aufnehmen und dabei die oberen Atmosphärenschichten quasi austrocknen. Das Wasser, welches sich in der Schwefelsäure löst, wandelt sich dabei zu einem überwiegenden Teil in Oxonium- (H_3O^+) und Hydrogensulfat (HSO_4^-) -Ionen um. Durch dieses Verhalten läßt sich die extreme „Trockenheit“ der oberen Venus-Troposphäre erklären, die wiederum wichtig für deren photochemische Stabilität ist.

Thermochemische Prozesse unterhalb der Wolkenschichten – Zerstörung von H_2SO_4 -Tröpfchen

Die Zerstörung der Schwefelsäure setzt in einer Höhe von 47-48 km ein, wo Temperaturen um 350 K ($77^\circ C$) erreicht werden:

[20.7a,b]





Es handelt sich um eine thermische Zersetzung mit anschließender Reduktion von Schwefeltrioxid in Schwefeldioxid (der auf diese Weise dem Zyklus wieder zugeführt wird) unter Verbrauch von Kohlenmonoxidmolekülen. Ein wichtiger empirischer Hinweis für diese Reaktionen ist die Konzentration von Kohlenmonoxid CO , die an der oberen Wolkenschicht beginnend (~ 45 ppm bei $h=65$ km) über den Bereich der untersten Dunstschicht (~ 30 ppm bei $h=42$ km) bis zur unteren Troposphäre (~ 17 ppm bei $h=12$ km) kontinuierlich abnimmt. Dieser Konzentrationsgradient ist gut nachvollziehbar, wenn man von der photolytischen Entstehung gemäß (20.6a) ausgehend den Verbrauch durch Reaktionen der Art (20.7b) bis hin zur Bindung an Oberflächengesteinen (z.B. $CaSO_4 + CO \rightarrow CaO + CO_2 + SO_2$) berechnet.

Die hier genannten Reaktionen gehören zum sogenannten atmosphärischen Schwefelzyklus der Venus.

Schwefelzyklus

Die photochemische Bildung und thermochemische Zerstörung von Schwefelsäuretröpfchen ist Teil eines Zyklus, in dem in der oberen Troposphäre permanent Schwefelsäuredunst erzeugt und an der Wolkenuntergrenze abgebaut wird. Das in diesem Zyklus beteiligte Schwefeldioxid (und z.T. auch der Wasserdampf) stammt aus vulkanischen Entgasungen, die nach Berechnungen von FEGLEY und PRINN (1989) etwa einer Förderrate von ~ 1 km³ Laven pro Jahr entsprechen. Nur ein Teil davon ist im atmosphärischen Schwefeldioxidzyklus eingebunden. Der andere Teil wird durch langsame Prozesse geochemisch, z.B. durch Anhydritbildung, abgebaut.

Genaugenommen kann man drei „Zyklen“, an denen Schwefel bzw. Schwefeldioxid beteiligt ist, unterscheiden:

Geologischer Zyklus:

Er tritt an und in der Oberfläche auf und ist die Hauptquelle für den in der Atmosphäre enthaltenen Schwefel. Grundlage dafür ist der Zerfall von Pyrit (FeS_2) in OCS und H_2S , welcher unter den extremen Temperatur- und Druckverhältnissen der Venusoberfläche ($p \sim 90$ bar, $T \sim 740$ K) nicht langzeitstabil sein kann. Auch vulkanisch bedingte Entgasungen gehören selbstverständlich zum geologischen Schwefelzyklus.

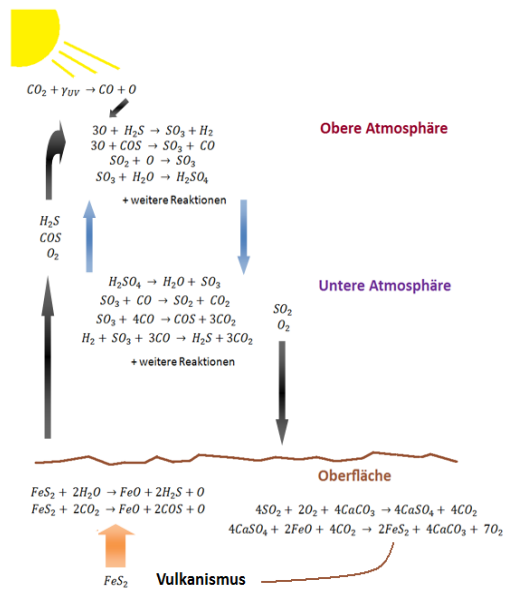
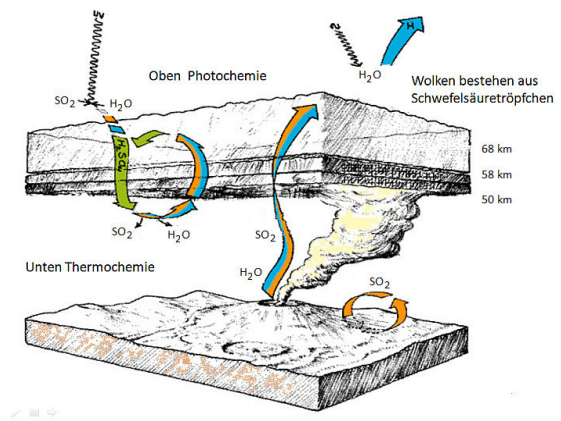
Langsamer atmosphärischer Zyklus:

In 10 bis 40 km Höhe werden die aus dem geologischen Zyklus stammenden Verbindungen in allotropischen Schwefel S_n sowie Schwefeltrioxid SO_3 umgewandelt, wobei auch CO entsteht. Die Schwefelpartikel, die man z.B. in der untersten Wolkenschicht gefunden hat, entstammen diesem Zyklus.

Schneller atmosphärischer Zyklus:

Das ist der Zyklus, der durch die Reaktionen (2.4) – (2.7) gegeben ist und zur Herausbildung des Schwefelsäure-Smogs führt. Er beinhaltet damit sowohl photochemische als auch thermochemische Reaktionen.

Venus



10.83. Schwefeldioxid- und Schwefelzyklus der Venus (nach C.Emmert und E.F.Milone et.al.)

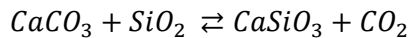
Chemische Prozesse an der Lithosphären - Atmosphären-Grenzfläche

Der hohe Druck und die hohen Temperaturen an der Venusoberfläche bedingen eine Vielzahl chemischer Reaktionen zwischen den Atmosphärenbestandteilen und den Mineralen der Untergrundgesteine, die zu einer Art von „chemischer Verwitterung“ führen. Diese „Verwitterung“ findet solange statt, bis sich für die entsprechenden Atmosphärenbestandteile und den Oberflächengesteinen ein chemisches Gleichgewicht eingestellt hat. Deshalb lassen sich aus der Häufigkeitsverteilung der einzelnen Spurenstoffe in der CO_2 -Atmosphäre durchaus Informationen über das Vorhandensein oder Fehlen bestimmter gesteinsbildender Minerale auf der Venusoberfläche ablesen.

Wollastonit-Reaktion

Es sind auf der Venus insbesondere drei Stoffe, deren Häufigkeiten durch Oberflächenprozesse kontrolliert werden: CO_2 , HF und HCL . Insbesondere Kohlendioxid ist in dieser Hinsicht sehr interessant, da unter den Umweltbedingungen der Venusoberfläche die „Wollastonit“-Reaktion (vorausgesetzt, alle Reaktionspartner sind auch wirklich vorhanden)

[20.8]



besonders effektiv abläuft. Der Gedanke ist schon faszinierend, daß der Partialdruck von CO_2 mit dem aus (2.8) resultierenden Gleichgewichts-Druck (bei $T=740$ K) übereinstimmt. Die Frage ist nur, gibt es auf der Venus genügend Karbonate, damit sich überhaupt ein derartiges Gleichgewicht einstellen kann?

Karbonatgesteine auf der Venusoberfläche?

Wahrscheinlich kann man diese Frage mit „ja“ beantworten, wenn man bestimmte Oberflächenmorphologien wie z.B. die extrem langen, z.T. mäandernden Lavakanäle oder gewisse Ausflußkanäle mit ausladenden Deltas in diesem Sinne interpretiert. Die Eigenschaften dieser Fließstrukturen lassen sich vernünftigerweise nur durch extrem dünnflüssige Laven mit wasserähnlicher Rheologie erklären, wie sie beispielsweise Alkali-Karbonatite besitzen. Diese karbonatreichen Laven haben einen Schmelzpunkt, der nur leicht über der Oberflächentemperatur liegt, so daß sie lange flüssig bleiben, bevor sie soweit ausgekühlt sind, daß sie schließlich erstarren. Es ist denkbar (und es gibt Anzeichen dafür), daß sie landschaftsbildend sind und ihre Flächenbedeckung ausreicht, um als effektiver CO_2 -Puffer zur Stabilisierung der Venusatmosphäre beizutragen.

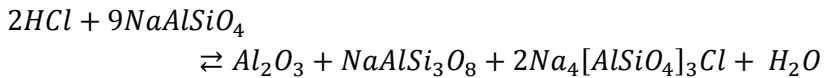
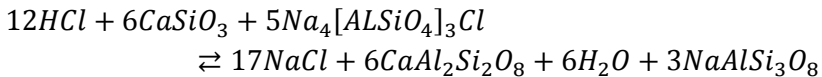
Anhydrite auf der Venusoberfläche?

Es gibt aber auch durchaus Argumente, welche die Existenz großer Mengen von Karbonaten auf der Venus ausschließen. Eines davon besteht in der Annahme, daß sich Karbonate oberflächlich schnell durch SO_2 -Aufnahme in Anhydrit umwandeln müßten. Dem stehen aber Messungen des CaO/SO_3 -Verhältnisses durch die Venera-Lander entgegen, die einen solchen Befund nicht bestätigen können. Abschließend kann nur festgestellt werden, daß das Problem der Existenz von Karbonaten auf der Venus als noch nicht gelöst angesehen werden muß.

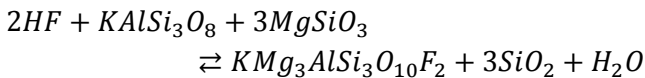
Chemische Gleichgewichte zwischen Oberfläche und Atmosphäre

Weitere, sehr reaktive Stoffe, die in der Venusatmosphäre vorkommen und sich mit dem Oberflächengesteinen im chemischen Gleichgewicht befinden, sind Chlorwasserstoff HCl und Fluorwasserstoff HF . Ihr Volumenanteil beträgt in ~ 40 km Höhe ungefähr 0.5 ppm (HCl) bzw. 4.5 ppb (HF). Diese Konzentrationen lassen sich reproduzieren, wenn man Gleichgewichtsreaktionen der Art (HCl -Puffer)

[20.9]



oder (HF -Puffer)



betrachtet. Wie zu erkennen ist, sind insbesondere Bestandteile alkalischer Gesteine wie Nephelin, Sodalith, Albit und Kalifeldspat, an den Reaktionen beteiligt. Das bestätigt indirekt die Messungen der Venus-Lander, nach denen die Venuskruste im Gegensatz zur Erdkruste mehr aus mafischen alkalischen als sauren Gesteinen aufgebaut ist.

Strahlungsbilanz und Treibhauseffekt

Venus erhält von der Sonne das 1.9 fache der Strahlungsenergie der Erde, d.h. die Solarkonstante beträgt bei ihr $\sim 2613 \text{ Wm}^{-2}$. Aufgrund des hohen Albedos (0.75) werden dagegen nur $\sim 163 \text{ Wm}^{-2}$ auch

Venus

wirklich absorbiert. Das ist ca. 34% weniger als bei der Erde. Die Strahlungsbilanz unterscheidet sich also völlig von dem der Erde. Konkret bedeutet das, daß rund ~70% des nicht reflektierten Sonnenlichtes im Bereich der Wolkenschicht und darüber, ~19% in der unteren Atmosphäre und lediglich 11% im Bereich der Planetenoberfläche absorbiert wird.

Ohne Berücksichtigung von Treibhausgasen liegt die aus dem Stefan-Boltzmannschen Gesetz folgende Gleichgewichtstemperatur T_{eff} unter Berücksichtigung des Albedos bei ~232 K und damit sogar unterhalb von dem der Erde (255 K). Da die Oberflächentemperatur im Bereich des Nominalradius der Venus bei ~740 K liegt, kann die Temperaturdifferenz von immerhin 508° nur durch einen extremen „Supertreibhauseffekt“ hervorgerufen werden.

Treibhauseffekt

Die große Temperaturdifferenz zwischen Gleichgewichtstemperatur und Oberflächentemperatur ist schon ungewöhnlich und eine Herausforderung für jeden Wissenschaftler, der einen so extremen Treibhauseffekt erklären und modellieren will. Die Ursache ist auf jedem Fall in der von Kohlendioxid dominierten Atmosphäre zu suchen. Neben CO_2 liefern selbstverständlich auch andere Gase mit asymmetrischen Molekülaufbau wie SO_2 und H_2O Beiträge zur hohen Infrarot-Opazität der Venusatmosphäre, die aber nicht leicht abzuschätzen sind. CO_2 -Absorption allein kann jedenfalls das Ausmaß des Effektes nicht erklären. Das betrifft weiterhin auch die Anteile, die auf die Wirkung der hohen Temperaturen und des Gasdrucks auf das Absorptionsverhalten der einzelnen Spezies von Treibhausmolekülen zurückzuführen sind. Auch der Einfluß der Wolken aus Schwefelsäureaerosolen auf den Treibhauseffekt ist schwer einzuschätzen. Dazu kommen noch unbekannte treibhausrelevante Spurenstoffe in der

Venusatmosphäre, wie die von Venus Express im Jahre 2006 entdeckte $3.3 \mu\text{m}$ - Absorption überdeutlich zeigt. Diese Entdeckung von Venus Express war dahingehend ungewöhnlich, da man bei dieser Wellenlänge eigentlich keine Absorption in dem beobachteten Ausmaß erwartet hatte. Später fand man mit irdischen IR-Teleskopen interessanterweise die gleiche Signatur auch in Mars-Spektren, was den Befund nicht weniger rätselhaft machte. Eine genaue Analyse der Spektren durch verschiedene Arbeitsgruppen hat dann doch noch zu einer Identifizierung des Verursachers geführt, einem ungewöhnlichen „Isotopenmolekül“, wie es auf der Erde so gut wie nicht vorkommt. Es handelt sich dabei um ein spezielles CO_2 -Molekül, bei dem ein Sauerstoffkern aus 8 Protonen und 8 Neutronen (also $^{16}_8\text{O}$) und das andere aus 8 Protonen und 10 Neutronen (also $^{18}_8\text{O}$) besteht. Die damit verbundene etwas höhere Molekülmasse führt interessanterweise dazu, daß sich die einzelnen möglichen Vibrationsmoden etwas anders verhalten als bei normalen Kohlendioxidmolekülen. Das hat die Konsequenz, daß dieses spezielle Isotopenmolekül eine viel größere Fähigkeit besitzt, IR-Strahlung zu absorbieren, als gewöhnliche CO_2 -Moleküle.

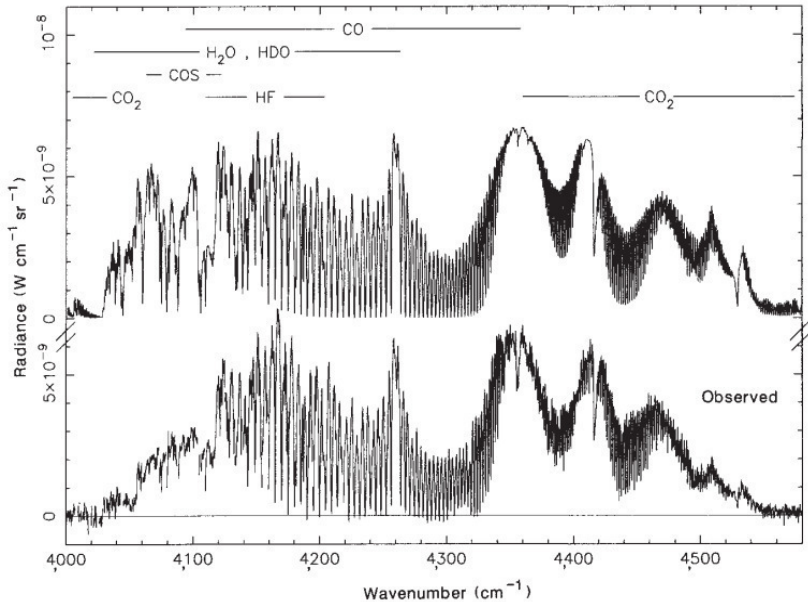
Eine einfache Erklärung für den heutigen extremen Zustand der unteren Venusatmosphäre scheint es jedenfalls nicht zu geben. Aber eines ist sicher, man kann diesen Zustand nur über seine Genese verstehen, d.h. als das Resultat einer irreversiblen Treibhausinstabilität. Wann diese Treibhausinstabilität (*Runaway Greenhouse Effect*) in der Vergangenheit eingetreten ist und was die Ursachen für dieses Eintreten waren, ist noch Gegenstand der Forschung. Das dabei eine große Menge von Wasser eine Rolle gespielt haben muß, ist dagegen ziemlich sicher, wie das ungewöhnliche D/H (Deuterium-Wasserstoff) -Verhältnis von $\sim 2.4 \cdot 10^{-2}$ in der heutigen Venusatmosphäre zeigt. Es impliziert immerhin einen Verlust an Wasser, dessen Menge einen planetenbedeckenden Ozean von 10 bis 30 m Tiefe erlaubte.

Venus

Die Erforschung des Treibhauseffekts auf der Venus hilft natürlich auch Einsichten in das Klima unserer Erde zu gewinnen. Und das gerade heute, wo sich durch einen massiven anthropogenen Eintrag von CO_2 in die Atmosphäre ein Klimawandel ankündigt, der im unwahrscheinlichsten Extremfall (zumindest nach Meinung einiger „Experten“) durchaus auch in einer Treibhausinstabilität venusianischen Ausmaßes enden kann. Daß es irgendwann in ferner Zukunft einmal dazu kommen wird, ist sicher. Dazu reicht aber die Verbrennung der noch vorhandenen Kohlenstoffvorräte nicht aus. Die langsame, entwicklungsbedingte Erhöhung der Sonnenleuchtkraft wird jedoch in ca. 1 Milliarde Jahre zu einer stetigen Erhöhung der Oberflächentemperatur führen, so daß die Ozeane irgendwann einmal verdampfen werden und damit einen ultimativen *Runaway Greenhouse Effect* auslösen. Dann wird sich unser Planet langsam der heutigen Venus „angleichen“ und für Lebewesen unbewohnbar werden. Es ist aber noch genügend Zeit vorhanden, um sich darauf vorzubereiten...

Zum Abschluß noch drei Fragestellungen, die mit dem Treibhauseffekt der Venus im Zusammenhang stehen und die bisher noch nicht zufriedenstellend beantwortet sind:

- Seit wann existiert der durch den Treibhauseffekt bedingte Atmosphärenzustand auf der Venus?
- Gab es dort vor mehr als einer Milliarde Jahren einmal ein „gemäßigtes“ Klima, bevor eine ausufernde Treibhausinstabilität den Planeten zur „Gluthölle“ machte?
- War eventuell das Resurfacing-Ereignis ein Auslöser eines *Runaway Greenhouse Effects*?



- 10.84. Thermisches Spektrum (nahes Infrarot bei $\lambda \sim 2.3 \mu\text{m}$) von der Nachtseite der Venus, ermittelt mit dem CFH-Teleskop auf dem Mauna Kea (Hawaii). Im oberen Teil ist ein synthetisches Spektrum dargestellt, welches die in den angegebenen Bereich fallenden Molekülbanden von CO_2 , CO , COS , HF , CO , H_2O und HDO (D=Deuterium) sowie die Streu- und Absorptionseigenschaften von Schwefelsäuretröpfchen berücksichtigt. Unten das beobachtete Spektrum. Quelle Nature 345, Bezaud et.al. 1990)

Dynamik der Venusatmosphäre

Die großräumigen Strömungsverhältnisse in der Venusatmosphäre unterscheiden sich grundlegend von denen der Erde, wo bekanntlich die durch die Rotation bedingten Corioliskräfte eine bestimmende Rolle spielen. Sie sind bekanntlich die Ursache dafür, daß sich beispielsweise auf der Nordhalbkugel der Erde Zyklone von West nach Ost bewegen und auf der Südhalbkugel genau anders herum. Auf der Venus spielen sie aufgrund der extrem langsamen Eigenrotation des Planeten (Rotationsdauer 243 Tage) vordergründig keine Rolle. Man

Venus

kann sogar sagen, daß ihr Fehlen sowie das Fehlen von Jahreszeiten (die Rotationsachse der Venus ist nur 3.4° gegenüber der Bahnebene geneigt) die Strömungsverhältnisse im Vergleich zur Erde eher vereinfachen, da auf diese Weise die wesentlichsten Störungen gegenüber einer klassischen Hadley-Zirkulation wegfallen. Natürlich spielen für die Unterschiede auch noch weitere Parameter eine Rolle, wie z.B. eine andere chemische Zusammensetzung der Atmosphäre, ein unterschiedlicher vertikaler Aufbau in Bezug auf Druck, Temperatur und Wolkenbedeckung und nicht zuletzt auch ein anderer Strahlungshaushalt, der sich darin äußert, daß auf der Erde die meiste Sonnenstrahlung von der Oberfläche absorbiert und bei der Venus an der Wolkenobergrenze reflektiert wird (die Venus besitzt ein Albedo von 0.75). Außerdem ist die Erdatmosphäre „unten“ kalt und „oben“ warm, während es bei der Venus gerade umgekehrt ist.

Beobachtungsmethoden

Strömungsvorgänge in einer Planetenatmosphäre werden von der Erde aus gewöhnlich durch die Verfolgung von Wolkendetails untersucht. Diese Methode ist schwierig, da Venuswolken im sichtbaren Spektralbereich nur wenige Details zeigen und der UV-Bereich, in dem Strukturen sehr wohl zu erkennen sind, von der Erdoberfläche aus weitgehend unzugänglich ist. So ist es nicht verwunderlich, daß die meisten Erkenntnisse über die Dynamik der Venusatmosphäre durch Beobachtungen aus der Umlaufbahn heraus (aktuell gerade Venus Express, 2008), bei Vorbeiflügen (Mariner 10, Galileo, Cassini), bei Landungen (z.B. diverser Vega-Sonden, Pioneer Venus, Magellan) und sogar durch Ballone in der Atmosphäre (Vega 1 und 2) gewonnen wurden. Dabei gelangten eine Vielzahl von Beobachtungsmethoden und Geräte zum Einsatz (Auswahl):

- Fotografie von Wolkendetails im UV- und IR -Bereich
- Doppler- und Interferometer-Tracking von Eintauchsonden, um deren vertikalen und horizontalen Geschwindigkeitskomponenten zu ermitteln
- IR-Radiometrie
- Spezielle spektroskopische Methoden, um unter Ausnutzung des Doppler-Effekts direkte Informationen über lokale Strömungsgeschwindigkeiten zu gewinnen

Wolkenmuster

Von außen sind nur die obersten der planetenumspannenden Wolken­schichten und der darüberliegende Dunst sichtbar. Im visuellen Spektralbereich ist der Kontrast über die Planetenscheibe sehr gering, so daß selbst unter optimalen Bedingungen nur wenige Details zu erkennen sind. Das ändert sich aber im UV-Bereich. Die dort von Mariner 10 erstmalig aus der Nähe fotografierten Strukturen sind als schwache Schattierungen zuvor schon visuellen Beobachtern, die mit Blau- und Violettfilter gearbeitet haben, aufgefallen. Insbesondere eine den mittleren äquatorialen Bereich überspannende Y-artige Struktur, die auf den Mariner 10-Bildern deutlich hervortritt, findet man auch in den Zeichnungen teleskopischer Beobachter wieder. Sie sind also durchaus real.

Daneben findet man noch hellere Bandstrukturen im Bereich der Polkappen und mehr gesprenkelte Bereiche in der Äquatorialzone, die man mit einer weiträumigen Konvektion in Verbindung bringt. Diese Strukturen sind zeitlich veränderlich und verbreiten sich über die Planetenscheibe zonal mit verschiedenen Geschwindigkeiten, die bis zu 300 m/s erreichen können. Die Y-artige Struktur entsteht alle 4 bis 5 Tage neu, kann aber auch für mehrere dieser Perioden völlig verschwunden sein.

Venus



10.85. UV-Aufnahme (Pioneer Venus, 1979) der obersten Wolken- und Dunstschichten mit verschiedenen, nur in diesem Spektralbereich sichtbaren Strukturen. Auffällig ist die dunkle, Y-förmige Struktur symmetrisch zum Äquator, die auch schon von visuellen Beobachtern auf der Erde bemerkt wurde. Quelle NASA

Noch ist unklar, welcher bzw. welche speziellen Spurenstoffe die UV-Absorptionen verursachen. Nach Untersuchungen von Venus Express wird diese absorbierende Substanz konvektiv aus mittleren Schichten in die oberste Wolkenschicht transportiert, wo sie gewissermaßen die dynamische Aktivität der darunterliegenden Schichten widerspiegelt. Die Verteilung zeigt dann an, daß konvektiver Transport hauptsächlich in den Äquatorregionen, aber weniger in den mittleren Breiten stattfindet, wo im Bereich des sogenannten *cold collar*

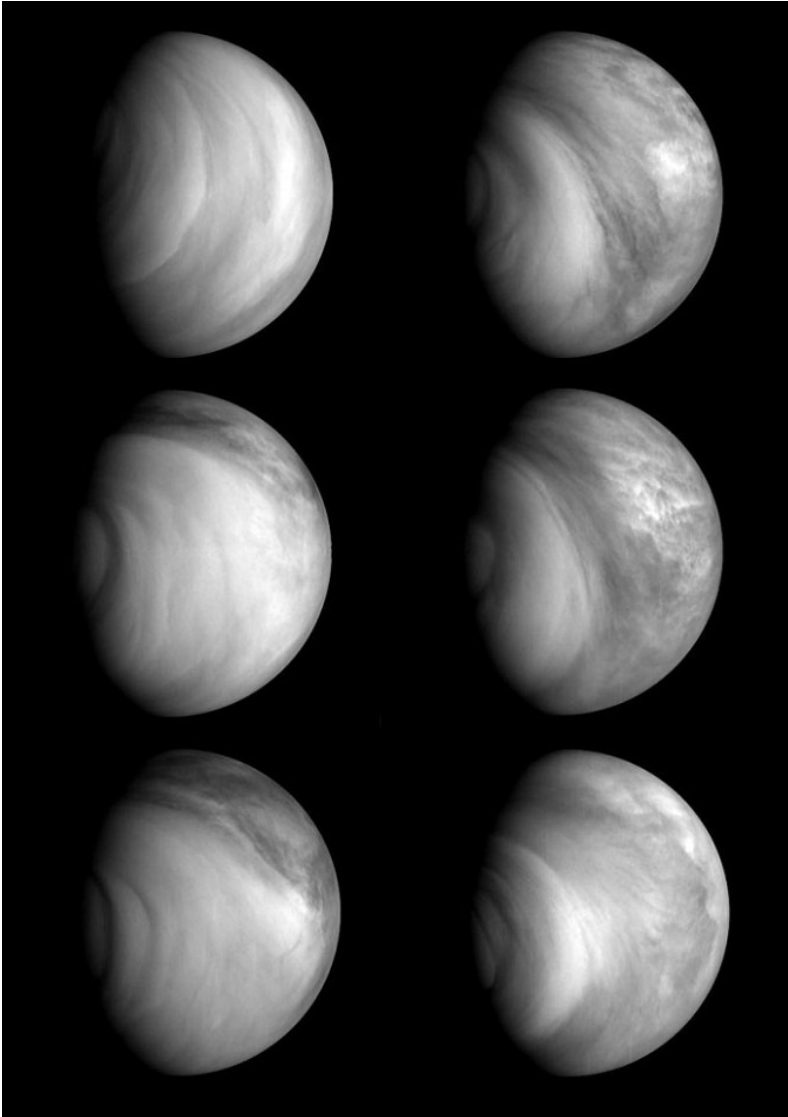
eine um ca. 30 K niedrigere Temperatur in Verbindung mit einem positiven Temperaturgradienten den Stofftransport innerhalb dieser Schichten erschwert bzw. ganz unterdrückt. Deshalb ist dieser Bereich auch mehr durch helle, weniger strukturierte Bänder ausgezeichnet.

Zusammengefaßt stellt sich der gegenwärtige Wissensstand so dar, daß die beobachteten UV-Absorptionen in erster Linie die Konzentration der hypothetischen Substanz in der obersten, aus Schwefelsäuretropfen bestehenden Schicht widerspiegeln und die Breitenabhängigkeit mehr ein Temperatureffekt ist.

Aus Untersuchungen, die auf Aufnahmen mit dem Photopolarimeter des Pioneer Venus – Orbiters beruhen, konnten drei fundamentale Zonen abgeleitet werden, die sich in ihren dynamischen Verhalten und den dort hauptsächlich anzutreffenden Wolkenstrukturen unterscheiden. Die Polarzone, die oberhalb von $\pm 50^\circ$ Breite angesiedelt ist, er erscheint im UV gewöhnlich (aber nicht immer) heller als die mehr gemäßigten und äquatorialen Breiten.

Die mittlere Zone erstreckt sich auf beiden Hemisphären ungefähr zwischen 20° und 50° Breite und die Äquatorialzone ist ein oft sehr stark strukturierter Streifen zwischen $\pm 20^\circ$ symmetrisch zum Äquator.

Venus



10.86. Die Bildsequenz von Venus Expreß zeigt die schnell veränderlichen hellen und dunklen Wolken in der Venusatmosphäre. Diese Wolken sind nur im ultravioletten Bereich des Spektrums sichtbar und sehr variabel. Quelle ESA

Windgeschwindigkeiten

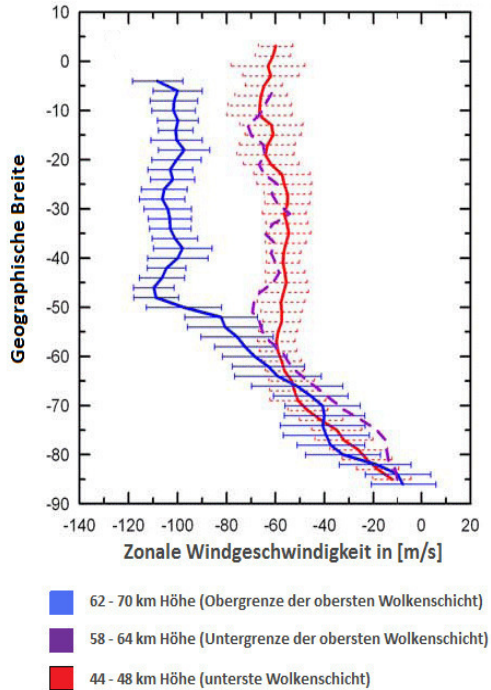
Eine neue Ära in der Untersuchung der Dynamik der Venusatmosphäre wurde mit der europäischen Sonde Venus Express eingeleitet, die seit 2006 mit dem Instrument VIRTIS (*Venus Express Visual and Infrared Thermal Imaging Spectrometer*) kontinuierlich das Wettergeschehen in der Wolkendecke der Venus beobachtet. Es arbeitet in drei ausgewählten IR-Bändern die so gewählt wurden, daß man damit auch in mittlere bis tiefere Wolkenschichten und teilweise sogar bis zur Oberfläche „sehen“ kann. Durch Verfolgung von Wolkenstrukturen in diesen drei IR-Bändern über einen längeren Zeitraum hinweg, lassen sich daher höhenabhängige Windprofile ableiten. Die Ergebnisse einer ersten derartigen Kampagne, welche die gesamte Südhemisphäre der Venus umfaßte, sind für die Entwicklung eines dynamischen Atmosphärenmodells von großer Bedeutung, da sie einige Überraschungen beinhalten.

Breitenabhängige Windgeschwindigkeiten

Es ist schon lange bekannt, daß die Venus ein zonales Windsystem mit sehr hohen Strömungsgeschwindigkeiten an der Wolkenobergrenze besitzt. Aufgrund der sehr großen Windgeschwindigkeiten (über 350 km/h) benötigt diese Schicht lediglich 4 bis 5 Tage, um den gesamten Planeten einmal zu umrunden. Das ist sehr viel im Vergleich zur Rotation des Planeten, die einmal in 243 Tagen erfolgt. Deshalb spricht man auch von einer „Superrotation“ der (oberen) Venusatmosphäre.

Andererseits ist der untere, oberflächennahe Teil der Venusatmosphäre rheologisch fest mit dem Planetenkörper verbunden und rotiert genauso schnell wie der Planet selbst. Deshalb herrscht dort auch weitgehend Windstille.

Venus

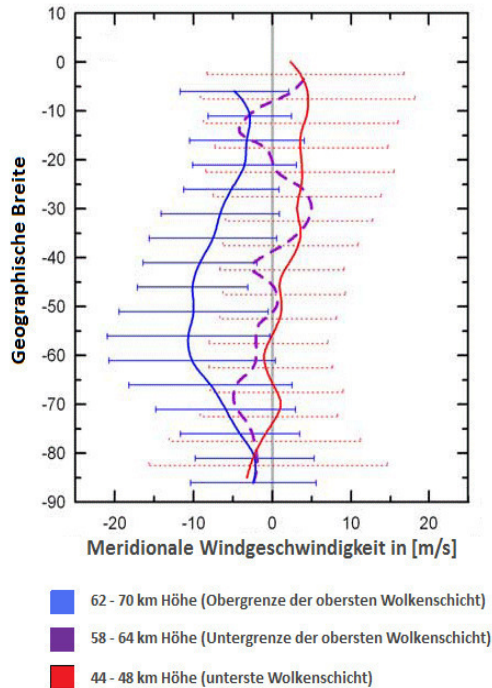


10.87. Zonale Windgeschwindigkeiten in drei verschiedenen Höhen in Abhängigkeit von der geographischen Breite nach VIRTIS-Cloud-Tracking . Quelle Sánchez-Lavega et al. (2008), Venus Express, ESA

Für das breitenabhängige Strömungsfeld ergibt sich aus den VIRTIS – Beobachtungen für die obere Troposphäre mit den drei Wolkenschichten folgendes Bild:

- In den äquatorialen und gemäßigten Breiten bis zu etwa $\pm 55^\circ$ beobachtet man an der Wolkenobergrenze eine relativ konstante Windgeschwindigkeit um 370 km/h, die vertikal bis zur unteren Wolkenschicht auf ~ 210 km/h abfällt.

- In Breiten oberhalb von 65° ist keine Höhenabhängigkeit im Bereich der Wolkenschichten mehr zu beobachten. Die Windgeschwindigkeiten nehmen vielmehr im gesamten Bereich in Richtung Pol gleichmäßig von ~ 180 km/h auf ~ 40 km/h ab.



10.88. Meridionale Strömungen für drei verschiedene Höhenbereiche. Auch hier wurde zur Bestimmung der Windgeschwindigkeiten das Cloud-Tracking angewendet. Quelle Sánchez-Lavega et al. 2008

Die äquatorialen zonalen Windgeschwindigkeiten hängen weiterhin vom Abstand zum Terminator ab, d.h. sie nehmen in der Tendenz zu, je näher für einen bestimmten Ort der Zeitpunkt der Abenddämmerung (Sonnenuntergang im Osten, retrograde Rotation) kommt. Eine

Venus

zufriedenstellende Erklärung für dieses Phänomen (solar tidal effect) gibt es noch nicht.

Meridionale Strömungen

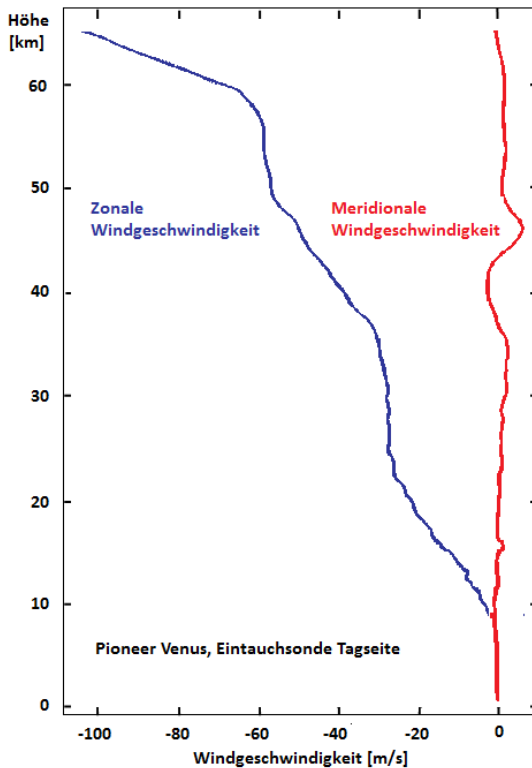
Im Gegensatz zu den zonalen Strömungen sind die Windgeschwindigkeiten entlang der Längenkreise sehr moderat und übersteigen in der oberen Wolkenschicht kaum 30 km/h. Sie zeigen nur eine geringe Abhängigkeit von der geographischen Breite. Lediglich bei der obersten Wolkenschicht ist innerhalb der Meßgenauigkeit ein flaches Maximum bei ca. 55° südlicher Breite (die VIRTIS-Messungen beziehen sich zur Zeit der Manuskripterstellung ausschließlich auf die Südhalbkugel der Venus) zu erkennen. Die Windströmung verläuft vom Äquator ausgehend in Richtung des Südpols. Unter der unteren Wolkenschicht ist die Windgeschwindigkeit im Mittel kleiner als 4 km/h und zwar mit der eindeutigen Tendenz, daß die Strömung leicht nordwärts gerichtet ist.

Troposphärisches vertikales Windprofil

Bis zum Boden reichende Windprofile konnten durch die Verfolgung von Eintauchsonden wie z.B. derjenigen von Pioneer Venus (1978), erstellt werden. In diesem Fall wurde der Abstieg der drei sogenannten *small probes* sowie der *large probe* mit interferometrischen Methoden (DVLBI = *differential very-long baseline interferometry*) genauestens verfolgt. Aus den dabei gewonnenen Meßdaten ließen sich sehr detaillierte Geschwindigkeitsprofile für die durchflogenen Luftschichten ableiten.

Die durch die zonale Zirkulation, die retrograd von Ost nach West verläuft, bedingten Winde bleiben in drei Höhenbereichen in etwa konstant: zwischen 60 und 50 km Höhe ~60 m/s, zwischen 35 und 25 km Höhe ~30 m/s und ab 10 km Höhe herrscht bis zur Oberfläche quasi Windstille (gilt für die Tagseite). Zwischen diesen Regionen

kann man eine stärkere, aber relativ lineare Abnahme der Windgeschwindigkeiten von oben nach unten beobachten.



10.89. Windprofile, die durch interferometrische Verfolgung der Pioneer Venus Eintauchsonde (day probe) bei ihrem Abstieg erstellt wurde. Ähnliche Profile gibt es auch für die anderen Pioneer-Venus-Sonden und für die meisten Venera-Lander. Quelle NASA

Interessanter ist die meridionale Komponente im Bereich zwischen 60 km und ~30 km Höhe. Ihr Betrag ist relativ gering (unter 10 m/s), aber sie wechselt in diesem Höhebereich mehrmals die Richtung. Eine Erklärung dafür ist die Existenz mehrerer (wahrscheinlich drei) übereinander liegender Hadleyzellen, die durch entsprechende meri-

Venus

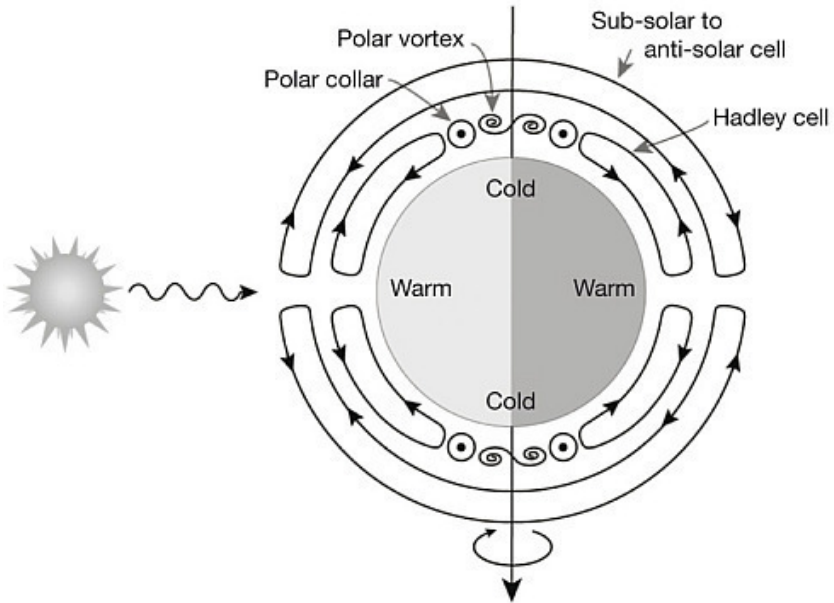
dionale Strömungen einen Temperatúrausgleich zwischen der Äquatorregion und den Polen herstellen.

Großräumige Zirkulation

Die grundlegenden Erkenntnisse über die atmosphärische Zirkulation unter idealen Bedingungen (z.B. keine Rotation, keine Jahreszeiten) stammen von dem englischen Physiker GEORGE HADLEY (1685-1768). Er entwickelte die Konzeption der Hadley-Zelle, die einen Wärmeaustausch zwischen den warmen äquatorialen Zonen und den kalten polaren Bereichen ermöglicht.

Hadley-Zelle

Es handelt sich dabei um eine Konvektionszelle, in der in höheren Luftschichten warme Luft zu den Polen und in tieferen Luftschichten kalte Luft zum Äquator transportiert wird. Auf der Erde führt die Corioliskraft zu einer Aufspaltung der „idealen“, vom Äquator zum Pol reichenden Hadley-Zelle in drei separate, breitenabhängige Hadleyzellen, die als polare Zelle, Ferrel-Zelle und Hadley-Zelle bezeichnet werden. Auf der Venus läßt sich der Einfluß der Rotation auf die meridionale Strömung vernachlässigen (es existiert quasi keine merkliche Corioliskraft), so daß sich nur zusammenhängende Strömungen zwischen Äquator und Pol ausbilden können. Die Messungen der Höhenverteilung der meridionalen Luftströmungen lassen sogar vermuten, daß es in der Troposphäre der Venus drei übereinander liegende Hadleyzellen gibt. Die am höchsten gelegene umfaßt dabei die Region, in der das meiste Sonnenlicht absorbiert wird, also den Bereich der obersten Wolkenschicht und darüber. Sie wird auch als *driver cell* bezeichnet. Weiterhin gibt es Hinweise für eine Hadleyzelle im unteren Bereich der Troposphäre sowie eine unmittelbar darüber liegende „indirekte Zelle“, die sich innerhalb der stabilen Zone unterhalb der Wolken in 30 bis 50 km Höhe befindet.



10.90. Schematischer Aufbau der globalen Hadley-Zirkulation in der Venusatmosphäre. Quelle Nature 450, 2007; Svedham et al.

Im einfachsten Modell, wie es in folgender Abbildung skizziert ist, kommt man mit jeweils zwei übereinander liegenden Hadley-Zellen pro Hemisphäre aus.

Polare Wirbel (polar vortex)

Die unteren Konvektionszellen der Venusatmosphäre reichen nur bis ungefähr 1000 Kilometer an die Pole heran. An den Stellen, wo die warme Luft abgekühlt wird und wieder absinkt, beginnt die Region der Polarwirbel, die einem riesigen Hurrikan ähneln und im Zentrum sogar so etwas wie ein doppeltes „Auge“ besitzen. Eine analoge Wirbelstruktur ist in dieser Form noch nicht beobachtet worden.

Venus



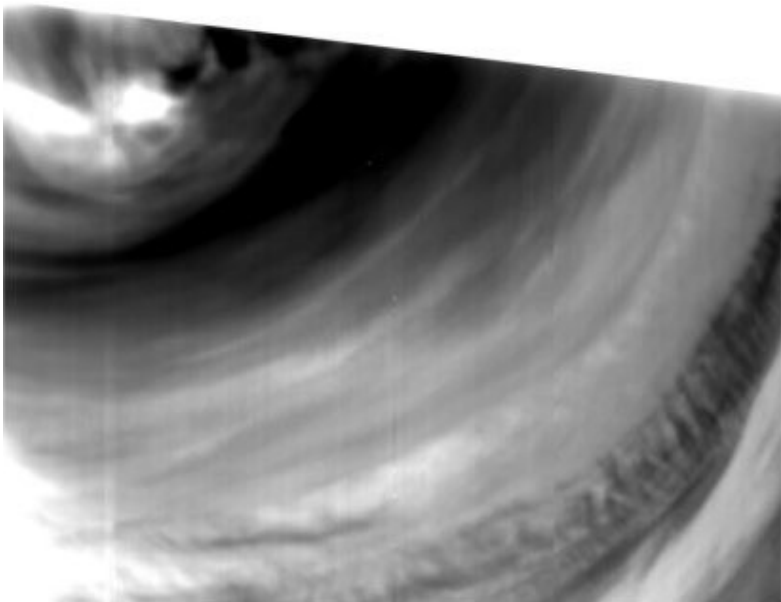
10.91. Zwei Sturmzentren am Nordpol der Venus. Quelle ESA

Der „Südpolwirbel“ wurde bereits 1974 auf Aufnahmen von Mariner 10 entdeckt. Er besitzt einen Durchmesser von ca. 2000 km und ändert schnell, d.h. innerhalb von wenigen Tagen, sein Aussehen und seine Gestalt. Daß es eine analoge Struktur auch um den Nordpol der Venus gibt, ist seit 1979 definitiv bekannt, als der Orbiter von Pioneer Venus diese Region untersuchte.

In den letzten Jahren ist besonders der südliche Wirbel in das Blickfeld der Planetologen geraten, da dieser seit 2006 intensiv mit den Beobachtungsgeräten an Bord der europäischen Sonde Venus Express beobachtet wird. Die wichtigsten Ergebnisse dieser Beobachtungen sind:

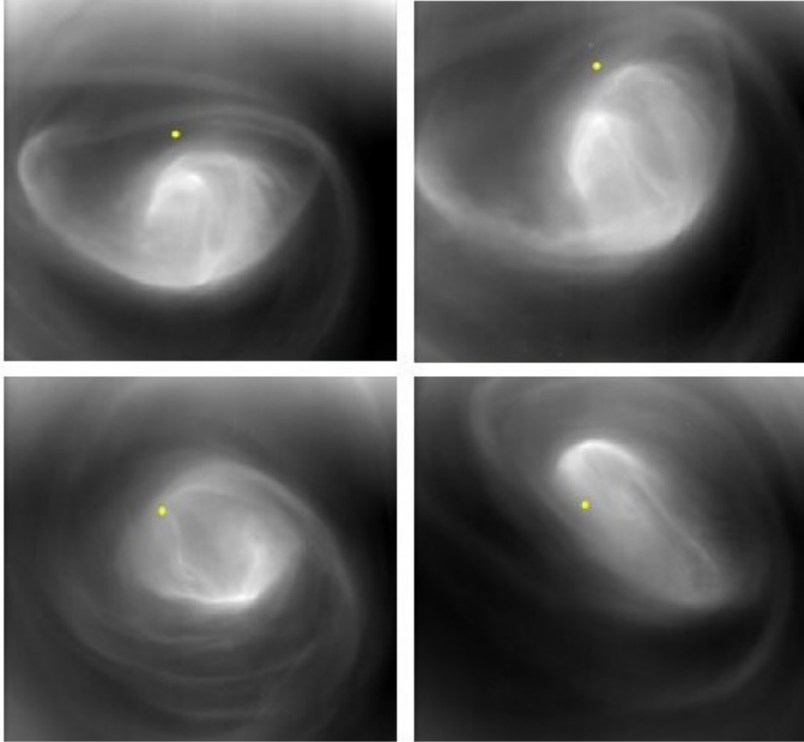
- Die Gestalt des Strömungsfeldes kann sich bereits innerhalb eines Tages dramatisch ändern. Der zentrale Teil erscheint dipolartig mit zwei Wirbelzentren (*double-eye' atmospheric vortex*)

- Im Bereich des Zentrums des Wirbels („Auge“) sind die Temperaturen höher und die Wolkenmassen liegen tiefer (Wolkenobergrenze bei ca. 64 km anstelle ~ 72 km in mittleren und äquatorialen Breiten)
- Das Zentrum des Wirbels markiert eine Abwärtsströmung
- Der innere Bereich rotiert wie ein starrer Körper wogegen sich im äußeren Bereich Abweichungen zeigen, die ab c. 60° Breite den Übergang zur zonalen Superrotation anzeigen
- Um den Wirbel befindet sich ein Kranz aus kalter Luft (*cold collar*)



- 10.92. Aufnahme der Nachtseite der südlichen Polarregion mit dem VIRTIS-Instrument bei $\lambda = 1.7 \mu m$. Der dunkle Bereich zwischen den hellen wellenförmigen Strukturen rechts unten und dem Gebiet des Polarwirbels links oben ist Teil des *cold collars*, eines Rings von kühler Luft, die den zentralen Wirbel umgibt. Quelle ESA

Venus



10.93. Zeitsequenz des Südpolarwirbels (von links oben im Uhrzeigersinn Ausgangszustand, 4 Stunden, 24 Stunden und 48 Stunden später), VIRTIS $\lambda = 5 \mu\text{m}$.
Quelle ESA Venus Express

Superrotation der Venusatmosphäre

Ein erst einmal sehr überraschendes Ergebnis der Untersuchung der Strömungsverhältnisse in der Venusatmosphäre war die Entdeckung, daß sich deren oberer Teil ca. 60 mal so schnell um den Planeten bewegt als der Planet selbst um seine Achse. Dieses Phänomen, welches Strömungsgeschwindigkeiten um die 360 km/h impliziert, bezeichnet man als Superrotation. Sie erfolgt in der gleichen Drehrichtung wie der Planet auch rotiert. Man kennt es in eingeschränkter

Form auch von der Erde her in der Art der polaren und subtropischen Strahlströme (*jet streams*). Auch der Saturnmond Titan besitzt oberhalb seiner Dunstgrenze superrotierende Strömungen.

Die hohen zonalen Windgeschwindigkeiten in der oberen Troposphäre der Venus sind u. a. das Resultat des Temperaturkontrastes zwischen Pol und Äquator (Hadley-Zirkulation) und der quasi vernachlässigbaren Corioliskräfte (geringe Rotationsperiode von 243 Tagen). Diese Umstände führen zu einem speziellen Gleichgewichtszustand der Luftpakete, der durch den Begriff des zyklotropischen Gleichgewichts ausgedrückt wird. Es ist charakterisiert durch die annähernde Gleichheit zwischen dem Druckgradienten und der Zentrifugalkraft. Im Gegensatz dazu überwiegt auf der Erde aufgrund der Präsenz der Corioliskräfte das geostrophische Gleichgewicht.

Zyklotropisches Gleichgewicht

Planetare Winde ergeben sich bekanntlich aus dem Zusammenspiel zwischen lokalen Druckunterschieden (Druckgradient) sowie aus der Wirkung von Coriolis - und Zentrifugalkraft. Man spricht in diesem Fall von einem „Gradientenwind“, der sich formal in folgender Bewegungsgleichung

[20.10]

$$10.94. \quad m \frac{dv}{dt} = -\frac{m}{\rho} \nabla p + m\mathbf{g} - 2m\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} - m\boldsymbol{\Omega} \times (\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}) + \mathbf{F}_R$$

ausdrücken läßt, in der \mathbf{v} der horizontale Geschwindigkeitsvektor des betrachteten Luftpaketes und $\boldsymbol{\Omega}$ die planetare Winkelgeschwindigkeit ist. Die Terme auf der rechten Seite der Gleichung sind die Druckgradientenkraft, die Schwerkraft, die Corioliskraft, die Zentrifugalkraft und eine eventuell auftretende Reibungskraft. Wesentlich für die Verhältnisse in der oberen Venustroposphäre ist dabei die Druckgradientenkraft und die Zentrifugalkraft, während man bis

Venus

ungefähr 60° Breite die Corioliskraft aufgrund der geringen Rotationsgeschwindigkeit des Planeten vernachlässigen kann.

Führt man jetzt lokal ein quasi-kartesisches Koordinatensystem am Punkt P eines Luftpakets in der Entfernung r vom Planetenmittelpunkt und der geographischen Breite φ ein, dessen z-Achse radial, die y-Achse entlang des Längengrades in Richtung Pol und die x-Achse horizontal in Richtung des Breitenkreises zeigt, dann läßt sich aus (20.10) bei Vernachlässigung des Coriolis- und Reibungsterms für die horizontale Geschwindigkeitskomponente u_x von \mathbf{v} die Gleichgewichtsbedingung

[20.11]

$$\frac{u_x^2 \tan \varphi}{r} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}$$

ableiten. Sie sagt aus, daß ein meridionaler Druckgradient in der oberen Troposphäre zu zonalen Winden in Richtung der Planetenrotation führt. Wenn dabei die zonale Strömungsgeschwindigkeit die Rotationsgeschwindigkeit bei weitem übersteigt, dann nennt man das „Superrotation“.

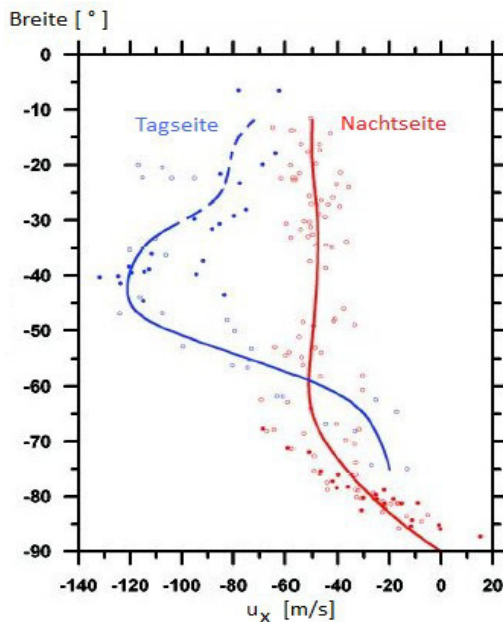
Wärmetransport von der Tag- zur Nachtseite

Superrotation tritt auf der Venus im Wesentlichen ab einer Höhe von ca. 65 km auf und erfaßt die dazwischenliegende Luftschicht bis auf über 100 km Höhe. Dabei werden typische Windgeschwindigkeiten von ca. 100 m/s in der oberen Troposphäre und ca. 60 m/s in der Thermosphäre gemessen. Diese zonalen Winde sind dabei extrem effektiv, was den Wärmetransport von der Tagseite zur Nachtseite des Planeten betrifft. Man erkennt das z.B. daran, daß in einer gegebenen Höhe kaum ein Temperaturgradient zwischen Tag - und Nachtseite existiert. Tag - und Nachttemperaturen sind auf der Venus

quasi identisch. Das gilt für die gesamte Troposphäre von der obersten Wolkenschicht bis hinunter zur Planetenoberfläche.

Windgeschwindigkeiten auf der Tag- und Nachtseite

Die Superrotation im Bereich der obersten Wolkenschicht ist, wie Venus Express nochmals bestätigen konnte, keine starre, sondern eine breitenabhängige differentielle Rotation. Entsprechende Geschwindigkeitsprofile wurden aus Messungen dieser Sonde sowohl für die Tagseite (durch Beobachtungen bei einer Wellenlänge von 400 nm) als auch für die Nachtseite (durch Beobachtungen im IR-Bereich, 1.7 μm und 2.3 μm) abgeleitet.



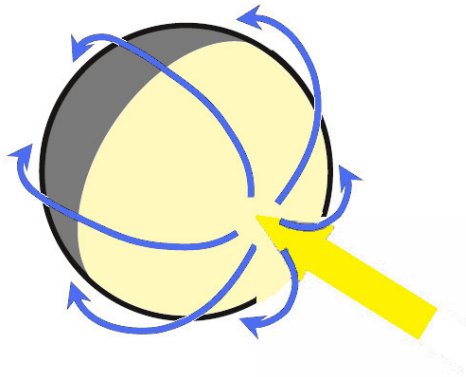
- 10.95. Breitenabhängige zonale Strömungsgeschwindigkeiten für die Tag- und Nachtseite der Venus, abgeleitet aus Messungen von Venus-Express. Quelle ESA

Venus

Obwohl die Streuung der Meßwerte recht groß ist, erkennt man, daß auf der Nachtseite bei einer geographischen Breite $> 70^\circ$ offensichtlich die Tendenz zu einer starren Rotation größer ist als auf der Tagseite. Dieser Befund ist wichtig in Bezug auf eine Theorie des für die Zirkulation einer Atmosphäre wichtigen Drehimpulstransportes z.B. durch Wirbel.

Strömungen in der oberen Meso- und Thermosphäre

Oberhalb der Venuswolken nimmt die zonale Windgeschwindigkeit kontinuierlich ab um in etwa 100 km Höhe einem gänzlich anderen Strömungsmuster Platz zu machen, das sich weit in die Thermosphäre hinein erstreckt. Es handelt sich dabei um eine Art „meridionale“ Strömung, die vom „Mittagspunkt“, also von der Mitte der von der Sonne beschienenen Venushemisphäre ausgeht und die dort eingebrachte Wärmeenergie auf die Nachtseite des Planeten transportiert.



10.96. Tag – Nacht-Strömung in der Thermosphäre der Venus

Die Windgeschwindigkeiten sind dabei im Bereich des Terminators am Größten (bis zu 200 m/s). Die Superrotationsdauer liegt hier bei ca. 6 Tagen was dazu führt, daß die durch diese Strömungen mitge-

fürten Gase viel mehr Zeit haben, um auf der Nachtseite ihre Wärme wieder abzugeben. Dadurch entstehen ein Temperaturunterschied und damit auch ein Druckgefälle zwischen dem Mittags- und dem Mitternachtspunkt, welches die genannte Strömung antreibt.

Kryosphäre

Im Unterschied zu den tiefer liegenden Atmosphärenschichten ist deshalb in dieser Region die Nachtseite bedeutend kälter als die Tagseite, weshalb man auch von einer Kryosphäre spricht.

Meso-Thermosphärische Konvektion

Das ganze Strömungssystem kann man auch als Meso-Thermosphärische Konvektion bezeichnen, wo die Gase im Bereich des sub-solaren Punktes aufsteigen und im Bereich des Mitternachtspunktes wieder absteigen, um in 80 – 90 km Höhe zurückzufließen. Interessanterweise – und die Gründe dafür sind noch unklar – fällt das Abstiegsgebiet nicht genau mit dem Mitternachtspunkt zusammen, sondern ist um 2 bis 3 Stunden gegen Morgen versetzt. Eine plausible Erklärung könnte in der Wechselwirkung des Strömungssystems mit den darunter liegenden, in anderer Richtung wehenden retrograden zonalen Winden zu suchen sein, die sich jeweils im Bereich des Terminators kreuzen.

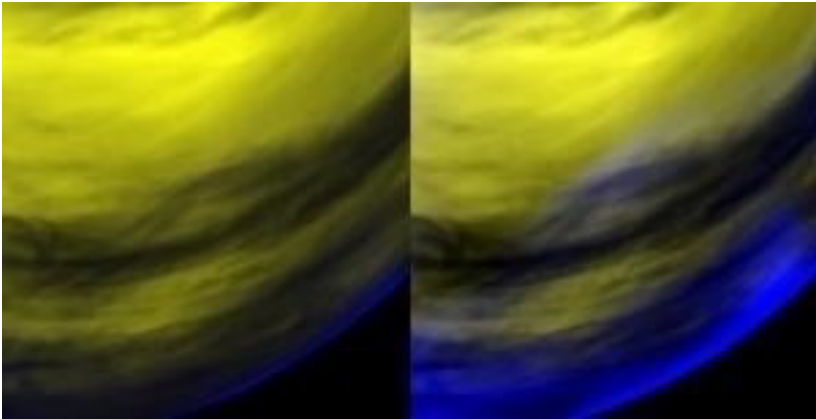
Sauerstoff- Airglow über der Nachtseite

Ein interessanter Effekt, der mit der hier diskutierten Höhenströmung einhergeht, ist die Sauerstoff-Rekombination, die auf der Nachtseite der Venus zum Phänomen des „Airglows“ führt.

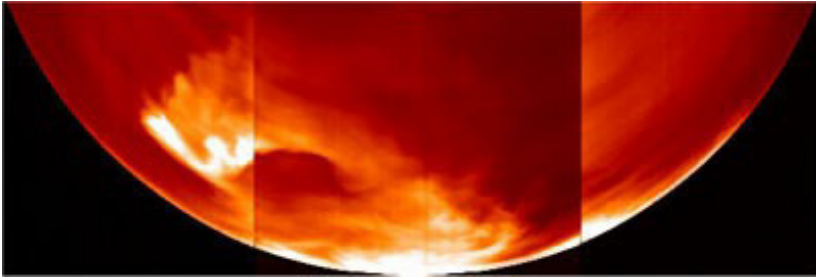
Unter „Airglow“ oder dem „Nachthimmelsleuchten“ versteht man bekanntlich eine durch Rekombinationsvorgänge in der Hochatmosphäre erzeugte Strahlung, die zu einer leichten Aufhellung des Nachthimmels führt. Bei der Venus wird dieser Effekt durch die

Venus

Tag-Nacht-Strömung da-hingehend verstärkt, daß es auf der Tagseite unter der Einwirkung der solaren UV-Strahlung zu Dissoziationsreaktionen der Art (20.2) kommt, bei der Sauerstoffionen O^+ entstehen, die mit der Strömung auf die kalte Nachtseite transportiert werden. Dort erfolgt dann die Rekombination zu molekularem Sauerstoff O_2 , wobei IR-Strahlung bei einer Wellenlänge von $1.27 \mu\text{m}$ emittiert wird. Sie läßt sich mit dem Experiment VIRTIS auf Venus Express sehr gut beobachten. Die Intensität der Strahlung ist dabei so groß, daß viele Detailuntersuchungen möglich sind, aus denen sich wertvolle Informationen über die Kryosphäre der Venus gewinnen lassen. So fällt auf, daß die Emissionen hochgradig inhomogen verteilt sind, wobei die größten Intensitäten bei geringen Breiten im Bereich des Mitternachtsmeridians erreicht werden.



- 10.97. Polblick auf den Äquator der Venus, der hier den „Rand“ rechts unten darstellt. Blau eingefärbt ist das „Sauerstoff-Himmels-leuchten“, welches bei einer IR-Wellenlänge von $\lambda = 1.27 \mu\text{m}$ sichtbar wird. Quelle ESA, Venus Express



10.98. Die Airglow-Aktivität im Bereich des südlichen Polarwirbels (IR-Aufnahme) wird von Sauerstoffatomen verursacht. Quelle ESA

Durch die Verfolgung von auffälligeren Aktivitätsgebieten ließen sich auch deren zonalen und meridionalen Geschwindigkeitskomponenten bestimmen. Auffällig ist z.B., daß die zonale Strömung durch einen intensiven prograden (d.h. der retrograden Planetenrotation entgegengesetzt wehenden) Jet geprägt ist, in dem eine Strömungsgeschwindigkeit von bis zu 60 m/s erreicht wird und der im Wesentlichen zwischen „Sonnenaufgang“ und dem antisolaren Punkt auf der Nachtseite des Planeten weht. Aber es existieren auch retrograde Strömungen in dieser Region, die mit einem Maximalwert von gemessenen -50 m/s etwas weniger intensiv sind (R.Hueso et.al. 2008).

Klimageschichte der Venus

Die Venus und die Erde unterscheiden sich in zwei Punkten ganz wesentlich. Während auf der Erde der Kohlenstoff hauptsächlich in Karbonatgesteinen gebunden ist, befindet sich bei der Venus der größte Teil des Kohlenstoffs in Form von Kohlendioxid in der Atmosphäre. Während es auf der Erde eine Hydrosphäre mit einem die Umwelt und das Klima bestimmenden Wasserkreislauf gibt, ist es auf der Venus staubtrocken und Wasserdampf hat mit einem Anteil von weniger als 70 ppm in der unteren Troposphäre mehr den Status eines Spurengases. Ob das schon immer so war oder ob die Venus in ferner Vergangenheit selbst einmal eine ausgeprägte Hydrosphäre besessen hat, ist eine durchaus berechtigte Frage. Wie läßt sich das aber nachprüfen?

Isotopenverhältnisse

Viele Elemente kommen in der Natur in Form unterschiedlicher Isotope vor. Unter einem Isotop versteht man bekanntlich einen Atomkern, bei dem sich die Anzahl der Neutronen von der Anzahl der Protonen (sie bestimmt die Ordnungszahl des Elements) unterscheiden. So tritt z.B. der Kohlenstoff in der Natur in zwei verschiedenen Isotopen auf, die man als $^{12}_6\text{C}$ und $^{13}_6\text{C}$ bezeichnet. Neben ihrer Massezahl, die als Summe von Protonen und Neutronen im Kern als oberer Index angegeben wird (Ordnungszahl unten), unterscheiden sie sich auch in der Häufigkeit ihres Auftretens: 98.9% $^{12}_6\text{C}$ und 1.1% $^{13}_6\text{C}$ (man kann auch sagen, im Mittel entfallen auf 1000 Kohlenstoffatome nur 11 der schwereren Sorte). Das Verhältnis der Häufigkeiten zweier unterschiedlicher Isotope nennt man das Isotopenverhältnis. Es ist konstant bei stabilen Isotopen (soweit keine Entmischungsvorgänge auftreten) und eine Funktion der Zeit bei

instabilen Isotopen. Kohlenstoff z.B. besitzt noch das instabile Isotop $^{14}_6\text{C}$, welches mit einer Halbwertszeit von 5730 Jahren zerfällt. Auf diesen Fakt baut übrigens eine sehr genaue Altersbestimmungsmethode für organisches Material auf, welches besonders in der Archäologie zur absoluten Datierung von Funden verwendet wird.

Deuterium – Wasserstoff - Verhältnis

Für die Planetologie ist besonders das D/H-Verhältnis, also das Verhältnis von „schwerem“ Wasserstoff (Deuterium) zu „normalen“ Wasserstoff (Protonium), von Bedeutung. Zu erwähnen ist noch, daß es neben dem Deuterium ein weiteres „superschweres“ Wasserstoffisotop gibt, welches zwei Neutronen im Kern besitzt und deshalb als Tritium bezeichnet wird. Es ist instabil und zerfällt mit einer Halbwertszeit von 12.32 Jahren.

Da es sich bei „Protonium“ und „Deuterium“ um stabile Isotope handelt und diese Atomkerne bereits gemeinsam im Urknall entstanden sind (primordiale Elementesyntese), muß ihr Verhältnis im Prinzip überall im Kosmos im Mittel gleich sein (durch Kernfusionsprozesse in Sternen läßt sich kein zusätzliches Deuterium produzieren - es wird dabei vielmehr verbraucht, was wiederum langfristig Auswirkungen auf das D/H-Verhältnis der interstellaren Materie hat). Und genau dieser Fakt wird durch radiochemische Untersuchungen von irdischen Gesteinen, von Wasser, von Meteoriten oder bei spektroskopischen Untersuchungen von Sternen immer wieder bestätigt. Eine Abweichung vom „natürlichen“ D/H-Verhältnis kann also nur durch Trennungsprozesse hervorgerufen werden, die wiederum ihre Ursache in den unterschiedlichen Atommassen haben (darauf beruhen ja auch die verschiedenen Technologien der Isotopentrennung). Aus diesem Grund sind voneinander abweichende D/H-Verhältnisse auch wichtige Informationsquellen für den Planetologen, da sich damit Vorgänge erforschen lassen, die teilweise weit

Venus

in der Vergangenheit liegen. Die Frage, ob es auf der Venus jemals „feucht“ gewesen war, gehört dazu.

Das D/H-Verhältnis der Venusatmosphäre

Das Deuterium-Wasserstoffverhältnis von irdischem Wasser wurde zu $1.6 \cdot 10^{-4}$ bestimmt, oder anders ausgedrückt, auf ein Deuteriumatom entfallen ca. 6250 „normale“ Wasserstoffatome. Die Messungen mit dem Massenspektrometer von Pioneer Venus ergaben ein D/H-Verhältnis von $\sim 2.4 \cdot 10^{-2}$, was einen Anteil von ungefähr 65 Wasserstoffatome pro Deuteriumatom ausmacht. Berücksichtigt man neuere Untersuchungen (Venus Express, Reinterpretation der Pioneer-Venus-Daten, spektroskopische Messungen), dann erhält man einen Wert für das Deuterium-Wasserstoffverhältnis der Venusatmosphäre, welches den irdischen Wert immerhin um den Faktor 120 ± 40 übersteigt. Solch ein extremer Befund ist natürlich erklärungsbedürftig.

Da das D/H – Verhältnis im Kosmos eine Konstante ist, können Abweichungen davon nur durch Prozesse, die eine Isotopentrennung bewirken, verursacht sein. Ein derartiger Prozeß ist z.B. das thermische Entweichen von Gasen aus der Hochatmosphäre (Exosphäre) eines Planeten in den interplanetaren Raum (Jeans Escape, siehe Band 6, Abschnitt 14). Das Prinzip ist leicht zu verstehen. Da Deuterium doppelt so schwer ist als Protonium, muß nach (VI/14.34, Jeans-Gleichung) die Entweichrate entsprechend niedriger sein. Wenn also Wasserstoff in die Exosphäre der Venus gelangt, dann ist die Wahrscheinlichkeit, daß die leichteren H-Atome entweichen offensichtlich größer als die Entweichwahrscheinlichkeit für D-Atome. Der stärkere Protonium-Fluß in den freien Weltraum, der bei der Venus noch durch das fehlende Eigenmagnetfeld begünstigt wird, führt also zwangsläufig im Laufe der Zeit zu einem Anstieg des D/H-Verhältnisses in der Atmosphäre.

Wenn man weiter davon ausgeht, daß das D/H-Verhältnis zur Zeit der Entstehung des Sonnensystems ungefähr den Wert hatte, wie man es heute in primitiven Meteoriten findet ($\approx 9 \cdot 10^{-5}$, koh – lige Chondrite), dann läßt sich ungefähr der Wasserstoffverlust, den der Planet seit dieser Zeit erlitten hat, abschätzen.

Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß es auch nichtthermische Prozesse oberhalb der Exobase der Venus gibt, die zu einem kontinuierlichen Wasserstoffverlust führen. Die drei Wesentlichsten davon sind:

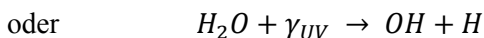
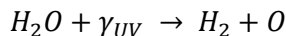
- Ladungsaustauschreaktionen zwischen positiv geladenen Wasserstoffionen (H^+) aus der Plasmasphäre und neutralen Wasserstoffatomen aus der Exosphäre
- Stöße von energiereichen Sauerstoffatomen mit Wasserstoffatomen
- Ionen-Molekül-Reaktionen, an denen O^+ -Ionen und H_2 -Moleküle beteiligt sind

Die Teilchenflüsse, die sich aus diesen Prozessen ergeben, hängen u. a. stark von der Wasserstoffkonzentration in der Exosphäre (die in der Vergangenheit größer gewesen sein kann als heute) sowie von der Sonnenaktivität ab. Deshalb sind sie nur schwer abzuschätzen.

Wasser als Wasserstoffquelle

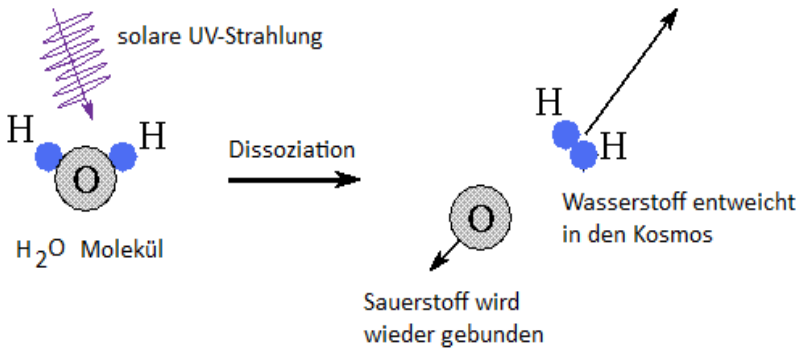
Wasser tritt in zwei Formen auf, als „normales“ Wasser H_2O und als „schweres“ Wasser HDO . Es dissoziiert in der Atmosphäre unter Einwirkung genügend energiereicher UV-Strahlung gemäß

[20.12]



Venus

wobei der Sauerstoff und das Hydroxyl-Radikal i.d.R. sofort wieder gebunden werden. Die gleichen Reaktionen gelten natürlich auch für *HDO*.



10.99. Photodissoziation von Wasser und Entweichen der entstehenden Wasserstoffmoleküle in den Kosmos

Man kann davon ausgehen, daß auf der Venus wie auf der Erde Wasser die wichtigste Wasserstoff- / Deuteriumquelle ist. Was bedeutet dann der riesige Unterschied im D/H-Verhältnis von Erde und Venus? Dazu folgende kleine Abschätzung: Angenommen, auf der Venus war das D/H-Verhältnis ursprünglich genauso groß wie heute auf der Erde im Meerwasser (d.h. auf ca. 100 Deuteriumatome entfallen ca. 625000 Protoniumatome). Heute kommen auf der Venus auf 10 Deuteriumatome ca. 420 Protoniumatome. Das bedeutet, daß ungefähr 90% aller Deuteriumatome, aber 99.9% aller Protoniumatome im Laufe der Zeit in den kosmischen Raum entwichen sein müssen. Bedenkt man, daß die verlorengegangene Masse Wasserstoff einmal in Wasser gebunden war (andere wasserstoffhaltige Verbindungen wie Methan CH_4 oder Ammoniak NH_3 kommen nicht in Frage, da ihre Menge einfach zu gering ist), dann drängt sich als Schlußfolge-

rung die These geradezu auf, daß die Venus in ferner Vergangenheit einmal „feucht“ (also wasserreich) gewesen sein muß.

Wasserreiche frühe Venus ?

Die Fragen die sich stellen, sind 1. wieviel Wasser die Venus im Laufe ihrer Entwicklungsgeschichte verloren hat und 2. woher dieses Wasser stammt. Das Problem ist, das man heute nur das Ende der Entwicklung in Form des scheinbar abnormalen D/H-Verhältnisses sieht. Wie es sich in den letzten 4 Milliarden Jahren entwickelt hat, ist dagegen schwer nachzuvollziehen, da hinreichend komplexe Systeme, wie sie auch Planeten darstellen, die Tendenz haben, ihre Vergangenheit quasi zu vergessen. Der Akt der Amnesie liegt dabei bei der Venus gar noch nicht allzulang zurück. Er ist durch das bereits ausführlich diskutierte Resurfacing-Ereignis vor ca. 600 – 800 Millionen Jahren gegeben. Das öffnet natürlich ein breites Tor für Spekulationen, durch das wir jetzt treten werden.

Ein Urozean auf der Venus ?

Der gesamte Verlust an Wasser, welche die Venus erlitten hat, liegt in einer Größenordnung, die es erlaubt, den gesamten Planeten mit einer Wasserschicht von 10 bis 30 m Tiefe (CLOUTIER, 2007; DONAHUE 2008) zu bedecken. Ein hypothetischer Ozean könnte durchaus bis zu einer Milliarde Jahre Bestand gehabt haben, bis er im Zuge einer Treibhausinstabilität und einer damit einhergehenden Aufheizung schließlich verdampft ist. Es ist aber auch möglich, daß dieses Wasser niemals in flüssiger Form, sondern auch anfangs immer nur als Wasserdampf vorgelegen hat. Wenn man aber bedenkt, daß die Leuchtkraft der frühen Sonne geringer war als heute (Stichwort „Paradoxon der schwachen jungen Sonne“) und die Temperaturen auch entsprechend niedriger, dann erscheint die Theorie, daß es auf der Venus vielleicht einmal ähnlich ausgesehen hat wie auf der Erde im

Venus

Archaikum, als sehr verlockend. Daß diese Hypothese nicht aus der Luft gegriffen ist, zeigen neuere Untersuchungen der Venusoberfläche im infraroten Spektralbereich anhand von Messungen, die beim Vorbeiflug der Galileo-Sonde 1990 bei einer Wellenlänge von 1.18 μm mit dessen NIMS-Instrument (*Near-Infrared Mapping Spectrometer*) ausgeführt wurden (G.L.HASHIMOTO et.al. 2008). Die Autoren glauben zeigen zu können, daß am Aufbau der Hochländer auch granitische oder granitähnliche Gesteine beteiligt sind. Das wäre aber ein untrügliches Zeichen dafür, daß der Wassergehalt der Magmen, die diese Gesteinskörper haben entstehen lassen, recht hoch gewesen sein muß. Aus „trockenen“ Magmen können keine derartigen granitischen Gesteine entstehen. Es ist deshalb durchaus möglich (aber noch völlig hypothetisch), daß es auf der frühen Venus eine funktionierende Plattentektonik mit Rifting und Subduktion gegeben hat, die dann im Zuge der Austrocknung des Planeten bereits im ersten Viertel seiner Geschichte erloschen ist. Es ist deshalb denkbar, daß die geologische Entwicklung von Erde und Venus eine Zeitlang weitgehend parallel verlaufen ist.

Klimawechsel im Zuge des katastrophalen Resurfacing-Prozesses ?

Grundlegende atmosphärische Prozesse sind soweit verstanden, daß man Computermodelle entwickeln kann, welche die zeitliche Entwicklung meteorologischer Parameter über einen größeren Zeitraum zu berechnen gestatten. Man nennt solche Modelle bekanntlich auch Klimamodelle. Sie sind das tägliche Handwerkszeug irdischer Klimatologen. Im Fall der Venus ist die Entwicklung aussagekräftiger Modelle dieser Art jedoch alles andere als einfach, weil die für solche Modelle notwendigen Ausgangsdaten nur unzureichend bekannt sind und zum anderen auf der heißen Venusoberfläche chemische

Reaktionen ablaufen, die man auf der Erde, salopp gesprochen, nur aus dem Inneren von Hochöfen her kennt.

Vulkanismus und Klimaentwicklung

Wie der extreme Treibhauseffekt und die Chemie der Venuswolken zeigen, spielen die Gase, die insbesondere in der Vergangenheit durch vulkanische Tätigkeit auf der Venus freigesetzt wurden, eine Schlüsselrolle in der Klimaentwicklung. Deshalb ist die Frage berechtigt, ob nicht die mit dem *Resurfacing*-Prozeß vor 600 bis 800 Millionen Jahren erfolgte verstärkte Entgasung die eigentliche Ursache für das heutige extreme Treibhausklima ist. Ist es vielleicht sogar möglich, daß die Venus in den Zeiten davor ein für das Leben geeigneter Planet war, wie mittlerweile einige Astrobiologen (z.B. L.IRWIN, D.SCHULZE-MAKUCH, 2002) spekulieren? Eine direkte Antwort auf diese Frage steht natürlich noch aus. Aber es wurden zwischenzeitlich Klimamodelle entwickelt, mit denen geprüft werden kann, wie die erhöhte vulkanische Tätigkeit während der *Resurfacing*-Periode das Klima der Venus bis heute beeinflusst haben könnte (M.A.BULLOCK, D.H.GRINSPOON, 2000). Zumindest erscheint das *Resurfacing*-Szenario ein guter Ausgangspunkt zu sein.

Ausgangsdaten sind die durch geologische Fernerkundung abgeschätzten Förderraten und die dabei freigesetzten klimawirksamen volatilen Stoffe wie Wasserdampf und Schwefeldioxid. Was die absoluten Mengen betrifft, ist man natürlich auf irdische Vergleichswerte und auf Hypothesen über die Struktur des Venusmantels angewiesen.

Ein weiterer wichtiger Parameter ist die Wasserstoffentweichrate und ihr Vergleich mit dem gegenwärtigen D/H-Verhältnis. Damit läßt sich der Wasserdampfgehalt der Venusatmosphäre zur Zeit des *Re-*

Venus

surfacing abschätzen. Man kann davon ausgehen, daß sie mindestens 100 x höher war als heute.

Dazu kommt noch die Berücksichtigung von chemischen Reaktionen, die z.B. für die Wolkenbildung ausschlaggebend sind sowie Reaktionen, die bei steigender Temperatur den Chemismus der Oberflächengesteine ändern (Beispiel SO_2 - Anhydrit-Puffer).

Weiterhin werden natürlich noch Daten über die IR-Absorptionsbänder der einzelnen in der Atmosphäre vorhandenen Moleküle sowie über das spektrale Rückstrahlungsvermögen von Wolken unterschiedlicher Zusammensetzung benötigt. Das alles muß in ein mathematisches Modell verpackt werden, welches möglichst genau den Energietransport in der Venusatmosphäre durch Strahlung und Konvektion im Gleichgewichtsfall zu berechnen gestattet (*Atmospheric Radiative - Convective Equilibrium Model*). Darüber hinaus sind noch Quellen und Senken klimarelevanter Gase, chemische Reaktionen in der Atmosphäre und an der Atmosphäre-Oberflächengrenzschicht sowie Bildungsbedingungen für Aerosole und Wolken so gut wie möglich zu berücksichtigen. Ergebnisse derartiger Modellrechnungen sind u. a. Strahlungsflüsse, Aufheizungsraten, Temperaturprofile, chemische Zusammensetzung der Atmosphäre und Grad der Wolkenbildung, und das alles über einen Zeitraum von mehreren 100 Millionen Jahren. Ziel ist es dabei, aus den Ausgangsdaten die heutigen Bedingungen so genau wie möglich zu reproduzieren, um damit die Klimaentwicklung für verschiedene Ausgangsparametrisierungen nachvollziehbar zu machen.

Ein denkbare Szenario (M.A.BULLOCK, 2000), daß sich aus derartigen Berechnungen ergibt, soll hier kurz vorgestellt werden. In diesem Szenario wird u.a. angenommen, daß die katastrophale Treibhausinstabilität durch die starke Entgasung, die sich über ca. 100 Millionen Jahren in der Ära des *Resurfacing* hinzog, verursacht wurde.

Geologisch wird der Anfangszeitpunkt durch die Bildung der großen vulkanischen Ebenen (Flutbasalte) festgelegt. Die bei der Entgasung der großflächig ausgetretenen Laven in die Atmosphäre gelangten Volatile (insbesondere Wasserdampf und Schwefeldioxid sowie vulkanischer Staub) führte zu einer verstärkten Wolkenbildung und damit auch zu einem Anstieg des Albedos der Venus. Dieser Effekt führte analog zu einem „nuklearen Winter“ zuerst zu einer Abkühlung der Planetenoberfläche unter 650 K, bei der Gleichgewichtsreaktionen des atmosphärischen CO_2 mit Oberflächengesteinen (Wollastonit-Reaktion, (20.8)) noch stark unterdrückt sind. Dieses Zeitalter der Abkühlung kann je nach Modellparameter zwischen 60 und 300 Millionen Jahre gedauert haben.

Das Ausmaß dieser Abkühlungsperiode hängt entscheidend vom Mengenverhältnis H_2O/SO_2 ab, welches zum einen durch die Anfangskonzentrationen zu Beginn der *Resurfacing*-Ära und zum anderen von der Menge, die bei der Entgasung freigesetzt wurde, gegeben ist. Senken für die genannten Stoffe sind die Photodissoziation der Wassermoleküle in der Hochatmosphäre (Wasserstoff entweicht in den Kosmos durch Jeans Escape, Sauerstoff oxidiert Bestandteile der Oberflächengesteine, z.B. *Fe*) sowie die Reaktion von SO_2 mit Kalziumkarbonat und Sauerstoff zu Anhydrit, wobei CO_2 freigesetzt wird. Wesentlich für die Entwicklung des globalen Klimas ist dabei der zeitliche Verlauf des H_2O/SO_2 -Verhältnisses, welches aufgrund des im Vergleich zur SO_2 -Bindung langsamer verlaufenden H_2 -Verlustes langsam ansteigt, um nach ca. 500 Millionen Jahren den kritischen Wert von 15 zu erreichen. Bei diesem Wert können sich hohe dünne H_2O -Wolken bilden, die auch die letzten IR-Fenster der Atmosphäre schließen, was zu einer Treibhausinstabilität führt, die im Modell die Planetenoberfläche schnell auf über 800 bis 900 K aufheizt. Wie groß die Endtemperatur ist, hängt dabei stark vom Wasserdampfgehalt zu Beginn des *Resurfacing*-Prozesses ab. Es ist

Venus

möglich, daß die Wollastonit-Reaktion (20.8) die Temperatur um 740 K stabilisiert.

Derartige Modelle dürfen natürlich nicht mit der Wirklichkeit verwechselt werden. Sie helfen aber Einsichten der Form „was wäre wenn“ zu gewinnen und alternative Hypothesen auf ihre Plausibilität zu prüfen. Insbesondere können einzelne Einflußfaktoren, wie z.B. wichtige chemische Reaktionen atmosphärischer Bestandteile mit Minerale der Oberflächengesteine, im Detail untersucht und ihre Auswirkungen auf das Klimasystem unter verschiedenen Parametrisierungen eingeschätzt werden. Dazu noch ein Beispiel. Der Wasserdampfgehalt in der Venusatmosphäre kann sich auch abrupt erhöhen, wenn ein größerer Kometenkern in die Atmosphäre eindringt und sich darin auflöst. Daß solch ein Effekt nicht zu vernachlässigen ist, zeigt die Beobachtung, daß der gesamte rezente Wasserdampfgehalt der Venusatmosphäre ungefähr der Menge an Wassereis entspricht, der auch in einem Kometenkern mit ca. 25 km Durchmesser enthalten ist (GRINSPON, 1988).

Aus den Modellrechnungen lassen sich mit aller Vorsicht natürlich auch Vorhersagen für die zukünftige Entwicklung des Klimas der Venus ableiten. So werden z.B. in den nächsten 1.9 Millionen Jahren die Venuswolken verschwinden, wenn der Wasserdampfgehalt durch Photodissoziation und Jeans Escape weiter kontinuierlich abnimmt und der Nachschub an SO_2 durch Vulkanismus ausbleibt.

Und wenn die Venus schon immer trocken war ?

Zum Abschluß soll noch der (wenn auch nicht sehr wahrscheinliche) Fall diskutiert werden, daß die Venus entwicklungsbedingt schon immer ein trockener Planet gewesen ist. Theoretisch ist das durchaus möglich. So kann die Venus bereits im Zuge ihrer Entstehung und ihrer frühen Entwicklung bereits den größten Teil ihres primordialen

Wasseranteils verloren haben. Oder das Ausgangsmaterial, aus dem sie entstanden ist, war bereits an Wasser verarmt.

Ursachen eines frühen Wasserverlusts

Ein früher Wasserverlust kann z.B. während der Existenz eines Magmaozeans, bei einer katastrophalen Kollision mit einem größeren Protoplaneten (der auch zur retrograden Rotation geführt hat) oder durch „Ausbacken“ während des leuchtkräftigen T-Tauri-Stadiums der Ursonne (das auch durch einen extremen Sonnenwind gekennzeichnet ist) geschehen sein. Auf jeden Fall hat die Venus analog zur Erde ihre erste primitive Uratmosphäre vollständig verloren. Ob sie anschließend aufgrund ihrer größeren Sonnennähe nur wenig Wasser akkretieren oder wegen Wassermangel im Magma ausgasen konnte, läßt sich noch nicht mit Gewißheit sagen.

Rezenter Wasseranteil und D/H-Verhältnis

Es gibt im Wesentlichen drei Möglichkeiten, um die Wassermenge zu erklären, die sich im gegenwärtigen, von den Raumsonden gemessenen D/H-Verhältnis widerspiegelt:

- als Abglanz eines ehemaligen Ozeans
- als Wasserdampfentgasung bei der Manteldifferenzierung und bei nachfolgender vulkanischer Tätigkeit
- als kontinuierlicher Eintrag durch auf den Planeten stürzende Kometen (die auch den „Ozean“ gebildet haben könnten)

und natürlich die Kombination dieser Punkte, wobei die einzelnen Anteile weitgehend unbekannt sind.

Volatile Stoffe und Planetenentstehung

Der Teil an flüchtigen Stoffen, die ein Planet bei seiner Entstehung aus einer protoplanetaren Scheibe mitbekommt, hängt natürlich entscheidend von der Position in der Scheibe ab, in der er sich gebildet hat. Durch die Wärmestrahlung der entstehenden Sonne bildet sich entlang der Scheibenachse zwangsläufig ein Temperaturgradient aus, der den inneren Teil der Scheibe an volatilen Stoffen verarmen und sie statt dessen im äußeren Teil ansammeln läßt. Man kann deshalb von den erdartigen Planeten erwarten, daß der Anteil an Wasser in den Mantelgesteinen mit wachsender Entfernung von der Sonne zunimmt. Der Wassergehalt bestimmt bekanntlich die Fließfähigkeit von Magmen und natürlich auch ihre Fähigkeit, Wasserdampf zu entgasen. Da die Venus etwas näher an der Sonne entstanden ist als die Erde, kann es sein, das ihr ursprüngliches Inventar an Wasser insgesamt etwas geringer war. Das könnte z.B. auch die Ursache dafür sein, weshalb sie im Gegensatz zur fast gleich großen Erde keine Plattentektonik ausgebildet hat (was natürlich auch noch nicht bewiesen ist). Und es bedeutet weiterhin, daß der Gehalt ihrer Atmosphäre an Wasserdampf schon immer begrenzt gewesen sein muß. Das hohe D/H-Verhältnis läßt sich dann auf die Weise erklären, daß sich der Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre, gemittelt über große Zeiträume, immer in einem mehr oder weniger stabilen dynamischen Gleichgewichtszustand befunden hat. Das bedeutet, daß der Verlust der Wassermoleküle durch Photodissoziation im Mittel durch eine kontinuierliche Entgasung des Venusmantels und (was in diesem Zusammenhang wesentlich ist) durch den Eisenrag von Kometen ausgeglichen wurde. Dieser Mechanismus ist erst einmal nicht von der Hand zu weisen. Insbesondere auch deshalb nicht, weil selbst bei der Erde noch weitgehend unklar ist, woher das Wasser ihrer Ozeane eigentlich herkommt. Auch hier wird von vielen Wissenschaftlern die These vertreten, daß die Akkretion von Kometenkernen und von wasserreichem chondritischen Material neben der endogenen Entga-

sung eine nicht unwesentliche Quelle der irdischen Wassermenge ist. Diese Hypothese läßt sich prinzipiell, wenn auch mit einigen Schwierigkeiten, nachprüfen. Auch dabei spielen Isotopenverhältnisse eine wichtige Rolle.

Kometen besitzen z.B. ein D/H-Verhältnis, welches ungefähr um den Faktor 2 größer ist als das von irdischem Wasser. Gilt dieses Verhältnis für alle Kometen (was nicht sicher ist), dann läßt sich allein schon daraus ableiten, daß der größte Teil des irdischen Wassers nicht von Kometen stammen kann.

Eine weitere externe Quelle stellen Meteorite vom Typ der kohligen Chondrite dar, die während des Zeitraums des „Großen Bombardements“ in großer Menge auf die abkühlende Erde gelangt sind. Sie enthalten bis zu 10% ihres Gewichts an Wasser (z.B. in gebundener Form als hydratisierte Minerale), aber in einem anderen D/H-Verhältnis als das Eis der Kometen aus der Oortschen Wolke.

Kometen und Meteorite tragen natürlich nicht nur Wasser, sondern auch andere volatile Stoffe in die Atmosphären der terrestrischen Planeten ein. Von besonderer Bedeutung sind dabei die schweren Edelgase *Ne*, *Ar* und *Kr*, die außerdem noch in verschiedenen Isotopen auftreten. Da auch diese Gase in der protoplanetaren Scheibe einen Fraktionierungsprozeß durchmachten, treten sie in unterschiedlichen Meteoritentypen oder im Eis, welches sich an verschiedenen Orten innerhalb dieser Scheibe gebildet hat, in unterschiedlichen Mengen- und Isotopenverhältnissen auf. In dem man sowohl die möglichen Fraktionierungsprozesse im Detail untersucht und experimentell die Mengen- und Isotopenverhältnisse dieser Edelgase für verschiedene Himmelskörper untersucht, lassen sich Informationen über die Entstehung der Wasservorräte von Mars, Erde und Venus ermitteln. Die Prozedere ist äußerst kompliziert, theorielastig und fehleranfällig. Man kann aber relativ sicher sein, daß die Erde im

Venus

Laufe ihrer frühen Geschichte mehr H_2O abbekommen hat als die Venus, die näher an der Sonne ihre Bahn zieht. Das Wasser stammt dabei auf jeden Fall zu weniger als 50% aus Kometenkernen, wahrscheinlich sogar nur zu 10% (M.J.DRAKE, 2005). Außerdem sagt die Theorie aus, daß die Venus entsprechend ihres heutigen D/H-Verhältnisses in den letzten 4.5 Milliarden Jahren nur etwa 3% der irdischen Wassermenge akkretieren konnte, was einem planetenumspannenden Ozean von 20 bis 30 Meter Wassertiefe entspricht (P.A.CLOUTIER, 2007). Ob dieser Ozean aber wirklich bestanden hat, ist, wie bereits erläutert, noch völlig hypothetisch. Die Erde besitzt übrigens heute eine Wassermenge, die einem weltumspannenden Ozean von ca. 1000 Meter Tiefe entspricht, an dessen Grund ungefähr der gleiche Druck herrscht wie heute an der Venusoberfläche.

Deuterium im Sonnensystem

Wie bereits erwähnt wurde, ist das gesamte heute im Kosmos vorhandene Deuterium während der ersten Minuten des Urknalls entstanden. In Sternen wird es zu Helium fusioniert, was langfristig betrachtet (d.h. über viele Sternenerationen hinweg) das D/H-Verhältnis im interstellaren Gas tendenziell verringert.

Das Material, aus dem sich die Sonne und das Sonnensystem gebildet hat, besaß ursprünglich ein D/H-Verhältnis von $2.1 \pm 0.4 \cdot 10^{-5}$. Es hat sich in den Atmosphären der Riesenplaneten Jupiter und Saturn konserviert (LELLOUCH et.al. 2001). Die D/H-Verhältnisse für die terrestrischen Planeten, für meteoritisches Material und für Kometen, die gerade diesbezüglich sehr genau untersucht wurden, weichen von diesem Wert signifikant ab, wie folgende Tabelle zeigt (DRAKE, 2005):

	D/H-Verhältnis
Kerne dichter Molekülwolke	2 bis $6 \cdot 10^{-4}$
Protoplanetarer Nebel	$2.1 \pm 0.4 \cdot 10^{-5}$
Komet Halley	$3.2 \pm 0.1 \cdot 10^{-4}$
Komet Hyakutake	$2.9 \pm 1.0 \cdot 10^{-4}$
Komet Hale-Bopp	$3.3 \pm 0.8 \cdot 10^{-4}$
Kohlige Chondrite	1.2 bis $3.2 \cdot 10^{-4}$
LL3-Chondrite	$7.3 \pm 1.2 \cdot 10^{-4}$
Irdisches Wasser	$1.49 \cdot 10^{-4}$
Venus (Atmosphäre)	$2.4 \cdot 10^{-2}$
Mars (Atmosphäre)	$8.1 \pm 0.3 \cdot 10^{-4}$

Die in der Tabelle enthaltenen Kometen gelten als repräsentativ für Objekte aus der Oortschen Wolke.

Blitze in der Venusatmosphäre

Die Frage, ob es in der Venusatmosphäre elektrische Entladungen gibt, wurde jahrzehntelang kontrovers diskutiert. 1978 hatten die sowjetischen Venussonden Venera 11 und 12 Hinweise auf die Existenz von niederfrequenten Radioimpulsen geliefert, die man als „Blitzentladungen“ interpretiert hatte.

Diese Interpretation wurde zwischenzeitlich wieder fallengelassen, weil entsprechende Beobachtungen während der Vorbeiflüge der Cassini-Sonde (1997) diesen Befund nicht bestätigen konnten. Erst neuere Messungen im Rahmen des VEXMAG-Experiments (Venus Express) konnten zweifelsfrei elektrische Entladungen innerhalb der Schwefelsäurewolken in ca. 56 km Höhe nachweisen. In den hochfrequenten Magnetometerdaten der Sonde haben sie sich in Form

Venus

von kurzen Ausbrüchen elektromagnetischen Wellen bemerkbar gemacht, die in der Ionosphäre als "Nachhall" der Blitze entstehen, sobald sie sich in tieferen Atmosphärenschichten entladen. Die Frequenzfolge ist dabei weitgehend dem analog, wie man sie auch bei weit entfernten irdischen Gewittern empfängt. Der genaue Mechanismus der Ladungstrennung in der Atmosphäre ist in seinen Einzelheiten noch nicht in allen Punkten verstanden, denn hier muß es offensichtlich signifikante Unterschiede geben. Auch scheint es so zu sein, daß Blitzentladungen auf der Tagseite der Venus häufiger vorkommen als auf der Nachtseite.



- 10.100. Venus Express scheint Beweise gefunden zu haben, daß es doch elektrische Entladungen in Form von Blitzen in der Venusatmosphäre gibt. Im Gegensatz zu dieser künstlerischen Darstellung handelt es sich dabei um Entladungen im Bereich der Wolkenschichten, d.h. sie erreichen nicht die Planetenoberfläche.
Quelle ESA

Die Existenz häufiger Blitzentladungen innerhalb und zwischen den Schwefelsäurewolken hat große Bedeutung für die Atmosphärenchemie der Venus, da sie ganz spezielle Reaktionsketten ermöglichen, die ohne Zufuhr elektrischer Energie nicht ablaufen könnten.

Planetares Magnetfeld

Venus besitzt kein eigenes Magnetfeld (Oberflächenfeldstärke < 10 nT, Erde am Äquator ca. $30 \mu\text{T}$). Dieser Fakt ist insofern verwunderlich, da sie sich in Größe und innerem Aufbau stark der Erde ähnelt. Ein wesentlicher Unterschied zur Erde ist jedoch die geringe Rotationsdauer von 243 Tagen. Man vermutet, daß die Venus aufgrund dieser äußerst geringen Rotationsgeschwindigkeit kein intrinsisches Magnetfeld über den Dynamoeffekt erzeugen kann. Es könnten aber auch andere Gründe eine Rolle spielen und zwar in Form von Prozessen, die konvektive Strömungen im unteren Mantelbereich unterdrücken. Das bedeutet jedoch nicht, daß die Venus in der Vergangenheit keinen aktiven Dynamo besessen haben könnte. Die überaus mächtige Atmosphäre läßt das eher vermuten. Eine Untersuchung der Oberflächengesteine nach Spuren eines ehemaligen Magnetfeldes (wie auf der Erde üblich) ist leider auch nicht möglich, da deren Temperatur (ca. 750 K) weit oberhalb der Curie-Temperatur liegt, wo gewöhnliche Festkörper ihre magnetischen Eigenschaften verlieren.

Wechselwirkung mit dem Sonnenwind

Der Sonnenwind trifft deshalb quasi ungeschützt auf die Venusatmosphäre, was zu einer Vielzahl von interessanten Effekten führt, wie man sie sonst nur beim Mars und in eingeschränkter Form beim Saturnmond Titan sowie bei Kometen beobachten kann, die auch keine dynamoinduzierten Magnetfelder besitzen. Zu diesen Effekten gehören u. a. Erosionsprozesse in der Hochatmosphäre (Ionen-Pick-up), die Ausbildung eines induzierten Magnetfeldes, Entstehung magnetischer Flußröhren, sonnenaktivitätsabhängige Magnetfeldkon-

figurationen in der Ionosphäre der Venus sowie die Ausbildung einer Aurora.

Für den anströmenden Sonnenwind stellt die Venus im Zusammenspiel mit dem darin eingefrorenen interplanetaren Magnetfeld zuerst einmal nichts anderes als ein Hindernis dar, welches, wie jedes andere Hindernis auch, erst einmal umflossen wird. Dabei treten Wechselwirkungsprozesse mit den Ladungsträgern der Ionosphäre auf (die dort z.B. bei der Photoionisation entstehen), die zu elektrischen Strömen und diese wiederum zur Induktion von Magnetfeldern führen. Ein derartiges, nicht durch interne Dynamoprozesse bedingtes Magnetfeld nennt man deshalb auch ein „induziertes Magnetfeld“. Es wirkt spezifisch auf die solare Teilchenströmung zurück und kann damit eine eigene Art von Magnetosphäre ausbilden.

Induzierte Magnetosphäre

Man kann sich das folgendermaßen klarmachen: Angenommen, die Ionosphäre der Venus ist ideal leitfähig und wird von der Vorderseite von einem Plasma mit einem eingefrorenen Magnetfeld \mathbf{B}_{sw} mit der Geschwindigkeit \mathbf{v}_{sw} angeströmt. Aufgrund der Relativität der Geschwindigkeiten kann man diesen Sachverhalt auch so darstellen, daß sich der Planet mit seiner Ionosphäre mit der Geschwindigkeit $-\mathbf{v}_{sw}$ durch das „ruhende“ Magnetfeld \mathbf{B}_{sw} bewegt, was zur Entstehung eines elektrischen Feldes

[20.13]

$$\mathbf{E}_{ind} = -\mathbf{v}_{sw} \times \mathbf{B}_{sw}$$

und eines elektrischen Stromes \mathbf{J} führt. Auf der Sonnenseite dieses Stroms addiert sich das im Sonnenwind eingefrorene Magnetfeld \mathbf{B}_{sw} mit dem in der Ionosphäre induzierten Magnetfeld \mathbf{B}_{ind} , was die Feldstärke im Bereich der Ionopause erhöht, so daß an diesem

Venus

Ort (der sich der Obergrenze der Ionosphäre anschließt) der magnetische Druck P_{mag} auf den Wert

[20.14]

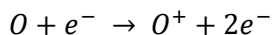
$$P_{mag} = \frac{B_{sw}^2}{8\pi}$$

ansteigt, was einer Kompression der Ionosphäre in Anströmrichtung äquivalent ist. Die Lage der Ionopause hängt dabei von der Stärke des Sonnenwindes, also von der Sonnenaktivität, und vom Ionisationsgrad der Ionosphäre ab. Nach den Messungen von Pioneer Venus befindet sie sich in ungefähr 350 km Höhe über der Planetenoberfläche und besitzt eine Dicke von ~ 10 km. Darin fließen im Wesentlichen alle Ströme die erforderlich sind, um den Sonnenwind abzulenken und die untere Atmosphärenschichten vor dem interplanetaren Magnetfeld abzuschirmen.

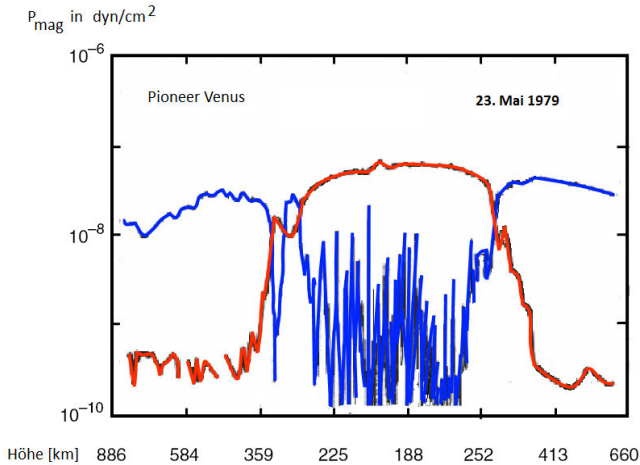
Auch auf der Nachtseite der Venus konnte die Existenz einer signifikanten Ionosphäre während der Pioneer Venus Mission nachgewiesen werden.

An der Ionopause wird das in den inneren Bereich der Stoßfront eindringende Plasma um den Planeten herum in eine Art *tail* abgeführt, wobei es zu Wechselwirkungen mit dem in der Ionosphäre enthaltenen Gasteilchen kommt.

Werden sie z.B. bei Stößen ionisiert, dann können sie vom vorbeidriftenden interplanetaren Magnetfeld aufgenommen und mitgerissen werden. Auf diese Weise entsteht ein zusätzlicher Teilchenstrom, der in den interplanetaren Raum abfließt. Ein Beispiel ist die Stoßreaktion



die zu einem Verlust von O^+ durch Ionen-Pickup führt.

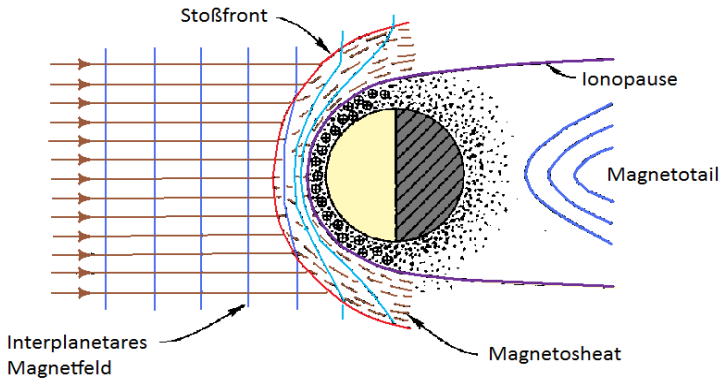


10.101. Blau, magnetischer Druck und rot, ionosphärischer Plasmadruck, aufgetragen über die Entfernung zur Planetenoberfläche bei der Mittagspassage von Pioneer Venus durch dessen Ionosphäre am 23. Mai 1979 (nach ELPHIC et.al. 1980). Das unruhige Verhalten des magnetischen Drucks weist auf lokale magnetische Flußröhren hin, die weit in die Ionosphäre reichen. Im Idealfall würde der magnetische Fluß unterhalb der Ionopause verschwinden.

Stoßfront

Der Bereich, wo die Überschallströmung des Sonnenwindes am Planeten auf Unterschallgeschwindigkeit gebracht wird, ist die Stoßfront (*bow shock*). Dort erfolgt eine Aufheizung des anströmenden Sonnenwindplasmas, welches seitlich abgelenkt und in eine neue Bahn gezwungen wird, in der es das Hindernis quasi umströmt. Dabei bildet sich ein „Schweif“ (*magnetotail*) aus, der bis weit hinter den Planeten reicht. Die Entstehung einer Stoßfront ist magnetohydrodynamisch an einige Bedingungen geknüpft, die aber alle bei der Venus erfüllt sind.

Venus



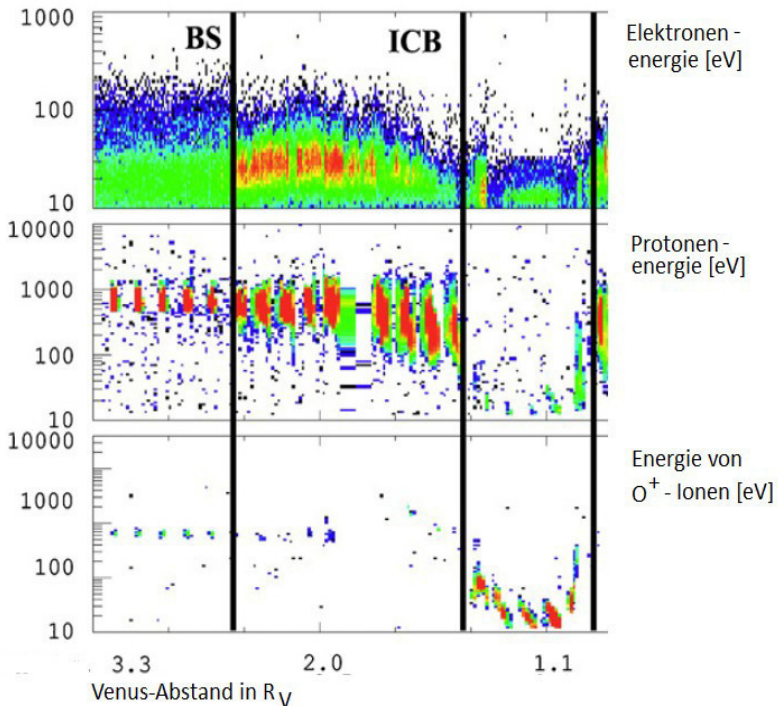
10.102. Schematischer Aufbau der induzierten Magnetosphäre der Venus (nach Luhmann, Russell, 1996)

Die Position der Stoßfront vor dem Planeten wird im Wesentlichen durch die solare EUV-Strahlung (Ionisation der oberen Venusatmosphäre), durch die Orientierung des interplanetaren Magnetfeldes und durch die Machzahl der Plasmaströmung des Sonnenwinds beeinflusst. Sie ist demnach auch von der Sonnenaktivität abhängig. Besonderheiten ergeben sich darüber hinaus bei starken koronalen Masseauswürfen, wie beispielsweise Beobachtungen der Sonde Venus Express erst kürzlich (2006) gezeigt haben.

Eine genaue Analyse der Daten des Pioneer-Venus-Orbiters hat, was die Position der Stoßfront betrifft, in etwa folgendes Bild ergeben: Auf der Sonnenseite befindet sie sich in ca. 2100 km Höhe über dem subsolaren Punkt der Planetenoberfläche und senkrecht dazu in ca. 14800 km Höhe. Die sich daran anschließende Ionopause (ca. 350 km über der Tagseite der Planetenoberfläche, dazwischen befindet sich noch der Magnetosheat) ist aus den im vorigen Abschnitt erläuterten Gründen für den Sonnenwind relativ undurchlässig, wodurch der aggressive Sonnenwind weitgehend von der Venusatmosphäre ferngehalten wird.

Magnetosheat und Protonopause

Besonders detaillierte Informationen über die genaue Lage und die Eigenschaften der Stoßfront zur Zeit des Sonnenaktivitätsminimums konnte die europäische Sonde Venus Express mittels des ASPERA-4 Experiments gewinnen. Mit dessen Hilfe ließ sich die Energieverteilung (und damit die Temperatur) von Elektronen und Protonen im Übergangsbereich zwischen der Stoßfront *BS* und dem Magnetosheat sowie der sich daran anschließenden „ion composition boundary, *ICB*“ (Protonopause) sehr genau vermessen.



10.103. Meßdaten des ASPERA-4 Experiments beim Durchflug der Stoßfront und der Protonopause am 9.Juli 2006. Angegeben sind die Zählraten für Elektronen, Protonen und positiven Sauerstoffionen . Quelle Martinecz et.al. 2007, ESA

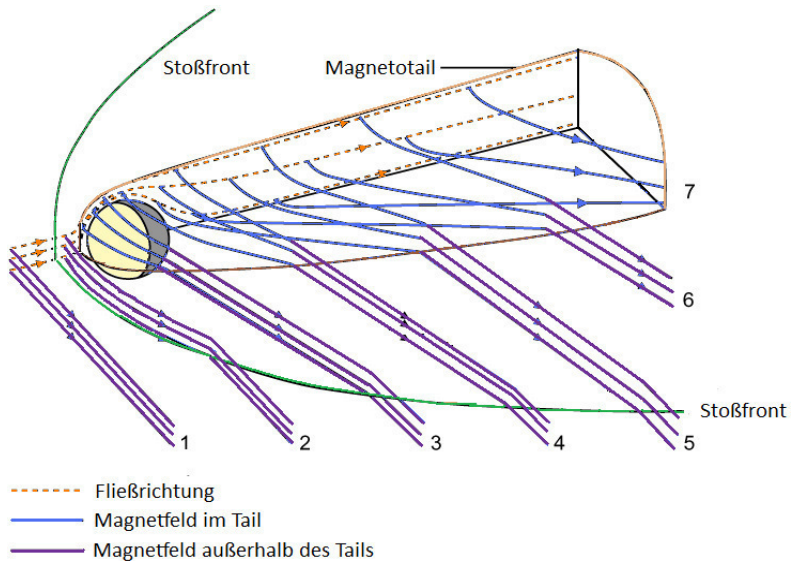
Venus

Diese Zone, die man in der gleichen Weise auch beim Mars beobachtet, trennt die „heißen“ Ionen des Sonnenwindes im Magnetosheat von den „kühlen“, abdriftenden Ionen der Ionosphäre.

Magnetotail

Der „magnetische Schweif“, der auf der Nachtseite der Venus verläuft, ließ sich bis in eine Entfernung von ca. 42000 km nachweisen. Zwischen dem nördlichen und südlichen Schlauch existiert analog zur Erde eine Neutralschicht. In diesen magnetischen „Schweif“ driften u.a. O^+ -Ionen in großer Zahl ab. Ihre Ausbreitung konnte 1996 von der Sonnensonde SOHO immerhin bis in eine Entfernung von 12 Venusradien verfolgt werden. Sie stammen fast ausschließlich aus der Dissoziation von Wassermolekülen in der Hochatmosphäre und bewirken eine „Masseaufladung“ des an der Venus vorbeiströmenden Sonnenwindes. Dieser Effekt ist besonders von Kometen bekannt, die auf diese Weise ihre ausgedehnten Ionenschweife ausbilden. Bei der Venus ist dieser Effekt aufgrund der guten Abschirmung der Ionosphäre durch die Ionopause und aufgrund ihrer bedeutend stärkeren Gravitationsanziehung natürlich nicht so stark ausgeprägt. Neutrale Sauerstoffatome können natürlich diesen Bereich ungehindert passieren, wobei sich quasi ein Sauerstoffhalo um den Planeten bildet, der bis in eine Höhe von 4000 km nachweisbar ist (er ist auch die Quelle für den „Sauerstoff-Airglow“ auf der Nachtseite der Venus). Werden sie durch die solare EUV-Strahlung oder bei Stößen ionisiert, erfolgt ein *pick up* durch das interplanetare Magnetfeld und ein Abtransport mit dem Sonnenwindplasma ist unausweichlich. Dabei bremst diese zusätzliche „Ionenfracht“ die Strömungsgeschwindigkeit in der Zone, wo die Ionen besonders intensiv aufgenommen werden (d.h. nahe der Ionopause), merklich ab. Die in das Sonnenwindplasma eingefrorenen Magnetfeldlinien bleiben dadurch gegenüber ihren „Enden“, die außerhalb

der Bugstoßwelle ungehindert mit der Sonnenwindgeschwindigkeit vorbeiströmen, zurück, wodurch sie gewissermaßen einen „Schlauch“ in Form eines „induzierten Ionenschweifes“ ausbilden – den Magnetotail. Die darin mitgeführten Ionen konnten selbst von Satelliten auf einer Erdumlaufbahn nachgewiesen werden, als die Erde die Region des Venus-Plasmaschweifes passierte. Der Magnetotail selbst konnte erstmalig während der Pioneer Venus Mission nachgewiesen und genauer untersucht werden. Dabei ergaben sich interessante Einblicke in die Dynamik des in diesem Bereich abfließenden Sonnenwindes.



- 10.104. Ausbildung des „induzierten“ Magnetotails der Venus. Durch die Abbremsung des Sonnenwindes durch Ionenaufnahme driften die Magnetfeldlinien langsamer als ihre unbeeinflussten „Enden“ und es entsteht eine Art Schlauch, der hinter dem Planeten den Magnetotail bildet. Quelle C.T.Russell, 1999

ASPERA 4 - Experiment auf Venus Express

Neben Magnetometermessungen stellen Teilchenflüsse die wichtigsten Informationsquellen bei der Erforschung einer planetaren Magnetosphäre dar. Um sie nachzuweisen und qualitativ zu vermessen, wurde zuerst für die Sonde Mars Express unter Leitung des *Institute of Space Physics* (Kiruna, Schweden) ein spezielles Analysegerät mit dem Namen ASPERA (*Analyser of Space Plasmas and Energetic Atoms*) entwickelt, was später in fast unveränderter Form auch auf der ESA-Sonde Venus Express zum Einsatz gelangte.



10.105. ASPERA kurz vor dem Einbau in die Sonde Venus Express

Das Teilchenspektrometer besteht aus insgesamt vier Sensoren, die für jeweils unterschiedliche Teilchenarten und Energiebereiche ausgelegt sind:

Energetic Neutral Atoms Imager (ENA)

Mit diesem Gerät lassen sich geladene Teilchen von Neutralteilchen trennen, wobei die Anzahl und die Einfallsrichtung der Neutralteilchen gemessen werden.

Neutral Particle Detector (NPD)

Dieses Spektrometer dient der Erfassung von neutralen Wasserstoff- und Sauerstoffatomen im Energiebereich zwischen 0.1 und 10 keV. Damit lassen sich Informationen über den permanenten Wasserverlust der Venusatmosphäre gewinnen.

Ion Mass Analyser (IMA)

Hierbei handelt es sich um ein Massenspektrometer, mit dessen Hilfe die Population unterschiedlicher Ionen in der Magnetosphäre der Venus bestimmt werden kann.

Electron Spectrometer (ES)

Mit diesem Gerät werden Elektronenströme im Energiebereich zwischen 5 und 20000 eV erfaßt.

Alle diese Sensoren dienen der Untersuchung der Wechselwirkung des Sonnenwindes mit dem Planeten, der Bestimmung der räumlichen Verteilung unterschiedlicher Teilchenpopulationen und der Abschätzung von Verlustraten atmosphärischer Bestandteile aufgrund der erosiven Wirkung des solaren Plasmas.

Kapitelzusammenfassung

Venus als Planet

- Die Venus ist als Morgen- und Abendstern bekannt. Sie erscheint im Fernrohr in einem hellen gleichmäßigen Licht und so gut wie ohne Details. Galileo Galilei hat ihren Phasenzzyklus entdeckt, den er im Rahmen des heliozentrischen Weltsystems erklären konnte.
- Bei den alten Griechen galt der Abendstern als Verkörperung des Hesperus und der Morgenstern als Verkörperung des Phosphorus. Der Name „Venus“ ist die römische Form der griechischen Göttin der Liebe und der Schönheit Aphrodite (d.h. die „Schaumgeborene“).
- Die Atmosphäre der Venus wurde 1761 anlässlich einer Sonnenpassage von MICHAEL LOMONOSSOW entdeckt („Lomonossow-Ring“). Sonnenpassagen treten im Durchschnitt alle 120 Jahre, und dann immer paarweise im Abstand von 8 Jahren, auf. Sie hatten im 19. Jahrhundert eine große Bedeutung bei der Bestimmung der Entfernung Erde – Sonne.
- Die Venusbahn ist fast kreisförmig mit einem Radius von 108.2 Millionen Kilometer, was nach dem dritten Keplerschen Gesetz eine Umlaufzeit von 224.7 Tagen bedingt. Sie kann sich der Erde auf maximal 41 Millionen Kilometer nähern und ist damit der erdnächste Planet.
- Erde und Venus haben fast die gleiche Masse ($0.8 M_{Erde}$) und Größe ($0.95 R_{Erde}$). Die Rotationsdauer ist jedoch sehr lang (243 Tage) und die Rotationsrichtung retrograd. Da die Neigung der Rotationsachse zur Bahnebene lediglich 2.64° beträgt, treten so gut wie keine jahreszeitlichen Effekte auf.

Innerer Aufbau

- Da Venus und Erde annähernd gleich groß sind und sich auch ihre mittleren Dichten gerade einmal um 5% unterscheiden, kann man davon ausgehen, daß ihr innerer Aufbau weitgehend identisch ist. Direkte Daten über die innere Struktur der Venus konnten noch nicht ermittelt werden, da seismische Messungen auf Landesonden noch nicht einmal versucht worden sind.
- Venus ist ein vollständig ausdifferenzierter Planet mit einem metallischen inneren Kern (wahrscheinlich aufgeschmolzen), einem mächtigen

gen Gesteinsmantel und einer basaltischen Kruste. Der Mantel besteht wahrscheinlich aus vier Zonen unterschiedlicher mineralogischer Zusammensetzung zwischen 70 und 2840 km Tiefe. Die Kruste ist eine einzige, unbewegliche Platte, bei der die Lithosphären-Mantel-Grenze in einer Tiefe von 70 bis 100 km liegt.

- Aufgrund der fehlenden Plattentektonik (Kühlungseffekt!) ist die Manteltemperatur wahrscheinlich gegenwärtig etwas höher als bei der Erde. Aufgrund der isolierenden Lithosphärenplatte beträgt der Wärmefluß an der Oberfläche nur etwa $\frac{1}{4}$ des irdischen Wertes von 82 mW/m^2 .
- Die Basalte der Oberfläche scheinen sehr trocken zu sein. Sie sind deshalb trotz der hohen Oberflächentemperatur von $\sim 470 \text{ }^\circ\text{C}$ fester und starrer als wasserreiche irdische Basalte.
- Aufgrund des Wassermangels in den Magmen des oberen Mantels gibt es auf der Venus keine Asthenosphäre. Die Venuskruste scheint durch einen quasi festen oberen Mantel gestützt zu werden.
- Die Venus besitzt kein durch den Dynamoeffekt erzeugtes Eigenmagnetfeld. Ursachen dafür könnten entweder fehlende Konvektionsströme im Kernbereich und / oder die extrem geringe Rotationsgeschwindigkeit sein.

Oberfläche

- Die ersten Informationen über die Oberfläche der Venus stammen aus Radarbeobachtungen in den fünfziger und sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts. Dabei wurden die wichtigsten „Kontinentalblöcke“ der Venus entdeckt und benannt.
- Es gilt die Regel, daß alle (bis auf ganz wenige Ausnahmen) geologischen Formationen auf der Venus nach weiblichen Göttern, Nymphen, mythologischen Heldinnen und berühmten Frauen der Weltgeschichte benannt werden.
- Die Venus besitzt im Gegensatz zur Erde eine monomodule hypsometrische Kurve, was der fehlenden Plattentektonik geschuldet ist.
- Im Wesentlichen sind auf der Oberfläche drei Höhenstufen auszumachen: gebirgige Regionen (2 ... 11.6 km, Flächenanteil 8%), hügelige Ebenen (0 ... 2 km, $\sim 65\%$) und Tiefländer (unterhalb des mittleren Venusradius von 6051.5 km, $\sim 27\%$).

- Die wichtigsten Kontinentalblöcke und Hochländer sind Ishtar Terra (mit den Maxwell Montes), Aphrodite Terra, Beta Regio (vulkanische Aufwölbung), Alpha Regio (Tesserae) sowie Phoebe- und Themis Regio.
- Die größten Tiefebene sind Atalanta Planitia, Leda Planitia und Guinevere Planitia, die besonders durch Flutbasalte geformt sind.

Geologische Strukturen

- Die Venusoberfläche ist zu ihrem überwiegenden Teil jüngerer vulkanischen Ursprungs. Dabei sind die meisten Formationen jünger als ca. 800 bis 1000 Millionen Jahre. Sie sind das Ergebnis eines globalen Resurfacing-Prozesses, der vor etwa 600 bis 800 Millionen Jahren stattgefunden hat.
- Ungefähr 80% der Venusoberfläche stellen mehr oder weniger ebene Bereiche dar, die teilweise strukturarm sind (*smooth plains*), gefaltete Höhenrücken enthalten (*plains with wrinkle ridges*), viele kleine Vulkanschilde aufweisen oder von Lavakanälen von bis zu mehreren 100 Kilometer durchsetzt sind. Sie entstanden aus erstarrten Flutbasalten.
- Die extrem langen Lavakanäle (z.T. über 1000 km lang) sind das Resultat extrem dünnflüssiger Laven, die reich an Karbonatmineralen waren. Man vermutet, daß es sich dabei um Alkali-Karbonatite gehandelt hat.
- Ungefähr 8.5% der Venusoberfläche nehmen die Tesserae ein. Dabei handelt es sich um eine durch ihre Textur eindeutig identifizierbare Landschaftsform, die tektonisch äußerst komplex ist. Ihr wichtigstes Merkmal ist ein System aus fast chaotisch angeordneten Rücken und Tälern, die mindestens in zwei Richtungen austreichen. Sie sind das Ergebnis von einander abwechselnden tektonischen Zug- und Druckbeanspruchungen. Tesserae sind die ältesten, heute auf der Venusoberfläche identifizierbaren geologischen Strukturen und sind besonders in Hochländern verbreitet (z.B. Alpha-Regio), wo sie größere zusammenhängende Landschaften bilden.
- Im Bereich der Hochländer existieren auch faltengebirgsähnliche Gebirgszüge, die als *mountain belts* bezeichnet werden. Zu ihnen gehören die höchsten Gebirge der Venus, die auf Ishtar Terra eine Höhe von 11800 m über den mittleren Venusradius erreichen (Maxwell Montes).

- Hauptsächlich durch horizontale Kompression sind die relativ niedrigen „*ridge belts*“ entstanden, die nur eine Höhe von ca. 500 m erreichen, aber mehrere Hundert Kilometer lang sein können. Sie existieren überall auf der Venus, konzentrieren sich aber oft in inselartigen Vorkommen (*Ridged Belt-Plains Fan Assemblage*, *Ridge Belt-Tessera Assemblage*).
- Auf der Venus konnten mehr als 55000 Vulkanbauten identifiziert werden, deren Basisdurchmesser einen Kilometer überschreitet.
- Die Frage, ob es gegenwärtig auf der Venus noch aktiven Vulkanismus gibt, läßt sich z.Z. (2009) nicht eindeutig beantworten. Meßdaten von Venus Express (Schwankungen der Schwefeldioxidkonzentration in der Venusatmosphäre in nur wenigen Tagen, lokaler Temperaturexzeß im Bereich des Südpols) sind in dieser Beziehung nicht eindeutig interpretierbar.
- Die größten Vulkanbauten stellen Schildvulkane dar, von denen über 150 mit einem Basisdurchmesser von mehr als 100 km gezählt wurden. Sie sind damit überwiegend größer als irdische Schildvulkane (maximaler Basisdurchmesser 120 km, Hawaii). Der größte Schildvulkan auf Venus ist Maat Mons, der sich über 8000 m über den mittleren Planetenradius erhebt.
- Mittlere und kleinere Schildvulkane gibt es auf der Venus in riesiger Zahl, die teilweise in den vulkanischen Ebenen ganze *shield fields* bilden, in denen Vulkanschlote dicht an dicht nebeneinander stehen.
- Spezielle Vulkantypen, die es so nur auf der Venus gibt, sind *radially patterned volcanoes* („Anemonen“), *scalloped margin domes* („Ticks“) sowie *pancake domes* („Pfannkuchenvulkane“). Letztere sind Ausflüsse extrem zähflüssiger Laven noch unbekannter Zusammensetzung.
- Eingestürzte, oberflächennahe Magmakammern bilden Calderen, die in ihrer Längenausdehnung durchaus einige 100 Kilometer groß sein können. Ihre Tiefe liegt dann im Bereich zwischen 1000 und 3000 Metern. Ein typisches Beispiel ist Sacajawea Patera (ca. 215 km lang, 1 bis 2 km tief).
- In einigen Regionen der Venus (z.B. Themis Regio, östliche und zentrale Eistla Regio) treten spezielle vulkanische Strukturen auf, die man als Coronen bezeichnet. Sie sind das Ergebnis aufsteigender Diapire, welche von unten die darüberliegende starre Kruste aufbrechen und da-

bei typische konzentrische Bruchstrukturen bilden, aus denen z.T. Laven ausgeflossen sind.

- Mit den Coronae eng verwandt sind die Arachnoide. Sie sind etwas häufiger als Coronae und fallen durch ihr unübersichtliches System aus radialen und konzentrischen Brüchen auf, die entfernt an Spinnennetze erinnern. Im Gegensatz zu den Coronae findet man bei diesem Vulkanotyp nur wenige Hinweise auf geförderte Laven.
- Radiale Bruchstrukturen ohne die für Coronae und Arachnoide typischen konzentrischen Ringe sind das Kennzeichen der *stellate fracture centres*, auch als „Novae“ bezeichnet. Ihr Durchmesser liegt zwischen 150 und 200 km. Sie werden als in der Entwicklung stehengebliebene Vorläufer der Arachnoide angesehen.
- Novae, Arachnoide und Coronen sind unterschiedliche Ausprägungen ein und desselben geologischen Phänomens: Eine aufgrund des archimedischen Prinzips aufsteigende Magmablase (Manteldiapir) erreicht die Oberfläche und drückt von unten gegen die starre, basaltische Lithosphärenkruste. Dabei kommt es zu deren Ausdünnung und Aufwölbung, wobei die beobachteten Bruchstrukturen entstehen und es z.T. zum Ausfließen von Laven kommt.
- „Venusianischer Vulkanismus“ ist reiner *hot spot* –Vulkanismus, wie er auch auf der Erde als Intraplattenvulkanismus vorkommt. Er ist das Ergebnis einer Epoche, in der zahllose Mantelplumes unterschiedlicher Größenordnung die Planetenoberfläche erreichte und dort in Form von ausgedehnten Flutbasaltergüssen und aktiven Vulkanismus ein globales Resurfacing bedingte.
- Die Ursache für diesen exzessiven Vulkanismus sind spezielle Prozesse im Venusmantel, die sich vielleicht sogar episodisch wiederholen.

Impaktkrater

- Auf der Venusoberfläche konnten auf den Radarkarten der Magellan-Sonde ca. 960 Impaktkrater größer 1.5 Kilometer zweifelsfrei identifiziert werden, die auffälligerweise gleichverteilt die Oberfläche bedecken. Auf diesen Befund gründet sich in erster Linie die Hypothese, daß die Venus vor 600-800 Millionen Jahren eine globale Resurfacing-Epoche durchgemacht hat.

- Es scheint kaum Meteoritenkrater unter einem Kilometer Durchmesser zu geben. Der Grund dafür liegt in einem Auswahleffekt, der durch die dichte Atmosphäre bedingt ist.
- Der größte Impaktkrater auf der Venus ist der Mead-Krater mit einem Durchmesser von 280 km.
- Eine Anzahl von Meteoritenkratern zeigt spezifische Modifikationen, die erst nach dem Impakt entstanden sind und die ihre Ursache in tektonischen (Rißbildungen) sowie vulkanischen (Lavaausflüsse) Prozessen haben. Aus diesen Modifikationen läßt sich die Dauer des Resurfacing-Ereignisses auf ca. 100 Millionen Jahre eingrenzen.

Äolische Strukturen

- Auf der Venus gibt es aufgrund der untergeordneten chemischen Verwitterung nur relativ wenig transportfähiges Lockermaterial.
- Die bodennahen Windströmungen in der heißen und dichten Atmosphäre sind sehr gering, so daß sie kaum für den Transport von größeren Mengen Lockermaterials geeignet sind.
- Bei Impakten entstehen jedoch Druckwellen, die in der Lage sind, sehr große Mengen Lockermaterial aus dem Bereich eines Einschlags wegzublasen. Sie können dann im Windschatten von Erhebungen in Form von „Windfahnen“ abgelagert werden.
- Strukturen, die sich als Dünen interpretieren lassen, fehlen auf der Venus weitläufig. Es gibt nur wenige Lokalitäten, welche dünenartige Strukturen zeigen (z.B. im nördlichen Teil der Lavinia Planitia) oder die sich als Yardangs interpretieren lassen (z.B. im Gebiet des Mead-Kraters).

Chronologie der Venusoberfläche

- Vom größten Teil der geologischen Geschichte der Venus sind keine Strukturen mehr auf der Oberfläche des Planeten auffindbar. Deshalb kann nur für die letzten 800-1000 Millionen Jahre eine grobe geologische Chronologie („Stratigraphie“) entwickelt werden, die aber aufgrund von Datierungsschwierigkeiten sehr ungenau ist.
- Da absolute Datierungen mit Methoden der Fernerkundung nur eingeschränkt durchgeführt werden können (Impaktkraterstatistiken), müssen zur Datierung relative Alterssequenzen ermittelt werden. Sie beruhen auf der Untersuchung der Überlappungszonen unterschiedlicher

geologischer Formationen, wobei jeweils die „oben“ liegende als die Jüngere angesehen wird. Auf diese Art läßt sich eine Art „Stratigraphie“ entwickeln, auf deren Grundlage wiederum eine grobe Chronologie möglich wird. Vergleichswert ist dabei das nicht sicher bekannte mittlere Alter T der Venusoberfläche. Es liegt irgendwo im Bereich zwischen 600 und 800 Millionen Jahren und ergibt sich aus der Statistik der Impaktkrater.

- Der auf der Venusoberfläche quasi „eingefrorene“ geologische Zustand ist das Zeitalter des Resurfacing, welches nach der Analyse in verschiedener Form gradierter Impaktkrater ungefähr 100 bis 300 Millionen Jahre angedauert hat. Die Spuren vorangegangener geologischer Epochen sind dabei bis auf wenige Ausnahmen (Tesserae) quasi ausgelöscht worden.
- Auf der Venus lassen sich im Wesentlichen zwei Zeitalter (Era) unterscheiden, die als „Ältere Era“ und „Jüngere Era“ bezeichnet werden. Sie werden durch den Zeitpunkt T , dem hypothetischen mittleren Alter der Venusoberfläche, getrennt.
- **Ältere Era (1.5 – 1 T)** (ältere Formationen als $\sim 1.5 T$ konnten nicht identifiziert werden, Zeitangaben sehr ungenau)

Fortunian (1.45±0.46 bis 1.1 T)

Zeitalter, dem die Tesserae zugeordnet werden (benannt nach Fortuna Tessera). Sie stammen aus der Zeit vor dem Resurfacing-Ereignis.

Sigrunian und Lavinian (1.4 – 1.1 T)

Benannt nach „Sigrun Fossae“ und „Lavinia Planitia“. Diese Formationen sind durch tektonisch stark beanspruchte Ebenen, denen teilweise Systeme sanft gefalteter Bergrücken (*ridge belts*) überlagert sind. Letztere bilden manchmal Inseln, die aus jüngeren basaltischen Lavaflächen herausragen.

Rusalkian (1.1 und 1 T)

Das wichtigste Merkmal der geologischen Formationen, die diesem Zeitalter zugeordnet werden, sind Ebenen mit gefalteten Bergrücken (*wrinkle ridges*) und einer Vielzahl aufgesetzter kleiner Vulkanschilde (*shield plains*). Während dieser Zeit traten verstärkt

großräumige Magmaüberflutungen auf. Typlokalität ist Rusalka Planitia, auf der die sowjetischen Landesonden Vega 1 und 2 im Jahre 1985 niedergegangen sind. Diese Epoche stellt eine Epoche sehr starker vulkanischer Tätigkeit dar, welche den größten Teil der Venusoberfläche neu gestaltet hat.

- **Jüngere Era (1 T bis Gegenwart)**

 - Atlian (1 – 0.1 T)**

 - Diesem Zeitalter werden die „gelappten Ebenen“ (*lobate plains*) und die „glatten Ebenen“ (*smooth plains*), die aus Flutbasalten bestehen, zugeordnet. Der Name „Atlian“ leitet sich von Atla Regio ab, wo derartige, tektonisch wenig oder kaum beanspruchte Ebenen häufig vorkommen. Sie sind oft mit Grabenbrüchen und vulkanischen Gebirgsketten assoziiert. Auch die Corona werden überwiegend diesem Zeitalter zugeordnet.

 - Aurelian (jünger als 0.1 T)**

 - Junge Impaktkrater (die häufig mit radardunklem Material umgeben sind) sowie äolische Strukturen, die alle anderen Formationen überlagern, werden dem Aurelian zugeordnet.

- Nur etwa 10 bis 20% der geologischen Geschichte sind auf der Venusoberfläche konserviert. Alle davor entstandenen Formationen (mit Ausnahme der Tesserae) sind einem Resurfacing-Prozeß, der ca. 100 bis maximal 300 Millionen Jahre angedauert hat, zum Opfer gefallen.

Ursachen des Resurfacing

- Die geologische Erkundung der Venusoberfläche hat drei wesentliche Erkenntnisse gebracht:
 - Venus besitzt nur eine planetenumspannende Lithosphärenplatte. Es gibt keine Anzeichen für plattentektonische Vorgänge. Tesserae zeigen eine Epoche verstärkter horizontaler Dehnung und Kompression an, die vor mehr als 800 Millionen Jahren stattgefunden haben muß.

- In der ersten Phase einer verstärkten vulkanischen Tätigkeit entstanden die Ebenen in Höhe des Nominalradius des Planeten. Eine zweite Phase ist durch eine Art Intraplattenvulkanismus gekennzeichnet, der aber bei weitem nicht die Magmaförderraten der ersten Phase erreichte.
- Die globale Impaktkraterverteilung sowie eine Analyse der Gradation der Impaktkrater zeigen, daß das Resurfacing ein globales Ereignis war, welches ca. 100 Millionen Jahre angedauert hat.
- Die Energie für das Resurfacing muß aus dem Inneren der Venus stammen (permanente Wärmeproduktion durch den Zerfall radioaktiver Elemente, wobei die Wärmeproduktionsrate mit dem der Erde vergleichbar ist).
- Aufgrund des Fehlens wesentlicher Mantelkühlungsmechanismen (wie z.B. Plattentektonik, Advektion) sollte der Wärmefluß durch die basaltische Lithosphäre nur durch Wärmeleitung erfolgen und damit lediglich 1/4 bis 1/3 des irdischen Wertes (82 mW/m^2) betragen. Das impliziert einen Wärmestau im Venusmantel, der maßgeblich deren Eigenschaften bestimmt (z.B. eine höhere Viskosität der Mantelgesteine, Neigung zur Plumbildung).
- Als die Plumes die Lithosphärenkruste durchbrachen, kam es zu großflächigen Magmaüberflutungen, welche nach dem Erstarren riesige ebene Flutbasaltprovinzen (Planitias) bildeten. Dabei wurde die ursprüngliche Oberfläche durch Überlagerung zerstört. Der Flächenzuwachs lag in dieser Phase bei ca. $4 \text{ km}^2/\text{a}$.
- Diese Phase wurde durch eine Phase von *hot spot* –Vulkanismus abgelöst, deren Deposite mit einer Rate von deutlich unter $1 \text{ km}^2/\text{a}$ abgelagert wurden. Coronae und *pancakes* waren insbesondere zu dieser Zeit aktiv.
- Das Standardmodell des Resurfacing geht von einem katastrophalen Ereignis aus, welches sich sogar mit einer Periode von ungefähr 1 Milliarde Jahre wiederholen kann: Aufheizung des Mantels bis zum Eintritt einer „globalen Subduktion“ der Lithosphäre, anschließend Periode extensiven Vulkanismus mit Kühleffekt (Advektion), Erlöschen des Vulkanismus und thermische Isolation des Mantels mit erneutem Temperaturanstieg aufgrund des Zerfalls radioaktiver Stoffe etc.

- Neben dem Standardmodell werden noch weitere Theorieansätze zur Erklärung des Resurfacing diskutiert. Dazu gehören u.a. die Theorie einer episodischen Mantelumwälzung (*mantle overturn*) sowie das *stagnant lid convection* – Modell von C.C.REESE et.al. Es werden mittlerweile aber auch nicht-katastrophale Szenarien untersucht.

Direkter Blick auf die Venusoberfläche

- Einigen sowjetischen Venuslandern gelangen Panoramaaufnahmen der unmittelbaren Umgebung ihres Landeortes. Sie zeigen mit Basaltbrocken (z.B. Venera 9) oder Basaltplatten (z.B. Venera 14) überzogenes ebenes Gelände mit wenig oder so gut wie keinem Lockermaterial.
- An einigen Landeorten konnte die chemische Zusammensetzung der Oberflächengesteine mittels Röntgenfluoreszenzanalyse ermittelt werden. Dabei zeigte sich, daß die Oberflächengesteine stark tholeiitischen oder alkalinen Basalten ähneln. Außerdem konnten die Konzentrationen von einigen radioaktiven Stoffen sowie das Verhältnis einiger Isotope bestimmt werden. Auch daraus ließen sich wichtige Informationen über die petrologische Beschaffenheit der an den Landeorten anstehenden Gesteine gewinnen.
- Außerdem wurde festgestellt, daß die Windgeschwindigkeiten am Boden mit 1 ... 2 m/s sehr gering sind.

Venusatmosphäre - Allgemein

- Die Masse der Venusatmosphäre beträgt etwa das 90-fache der Masse der Erdatmosphäre. Sie besitzt damit die mächtigste Atmosphäre aller erdartigen Planeten im Sonnensystem. Entdeckt wurde sie 1761 von MICHAEL LOMONOSSOW anlässlich eines Venusdurchgangs vor der Sonnenscheibe.
- Hauptbestandteile der Atmosphäre sind Kohlendioxid (96.5%) und Stickstoff (3.5%), wobei die genaue Zusammensetzung stark mit der Höhe variiert. Der Bodendruck beträgt 92 bar (=Wasserdruck in ca. 910 m Tiefe!) und die Bodentemperatur ~460°C. Die Oberflächentemperatur ist weitgehend, d.h. planetenumspannend, isotherm. Es herrscht quasi Windstille oder nur einen „leichte Brise“.

Vertikaler Aufbau

- Venus erhält von der Sonne das 1.9 fache der Strahlungsenergie der Erde ($S \sim 2613 \text{ Wm}^{-2}$). Davon werden aber nur $\sim 163 \text{ Wm}^{-2}$ auch wirklich absorbiert (Albedo=0.75). Deshalb unterscheidet sich die Strahlungsbilanz stark von dem der Erde (Gleichgewichtstemperatur $\sim 232 \text{ K}$, Erde $\sim 255 \text{ K}$).
- Der Treibhauseffekt durch die dichte und fast reine Kohlendioxidatmosphäre erhöht die Oberflächentemperatur um über 500° über die Gleichgewichtstemperatur. Die hohe Infrarot-Opazität wird dabei neben dem CO_2 hauptsächlich durch H_2O und SO_2 sowie dem „Isotopenmolekül“ CO_2 mit ^{18}O verursacht.
- In der Venusatmosphäre unterscheidet man die Schichten Troposphäre (vom Boden bis zur Oberkante der Wolkenschicht), Mesosphäre und Thermosphäre. Eine Stratosphäre wie bei der Erde läßt sich bei der Venus nicht definieren.
- Der Temperaturgradient in der Troposphäre liegt im Bereich unterhalb der Wolkenbedeckung bei $\sim 10 \text{ K km}^{-1}$ (adiabatisch). Dabei gibt es so gut wie keine Temperaturunterschiede zwischen der Tag- und Nachtseite. Außerdem enthält sie mehr als 95% der Masse der Venusatmosphäre.
- Die Mesosphäre erstreckt sich zwischen ~ 70 und $\sim 110 \text{ km}$ Höhe und kann in erster Näherung als isotherm mit einer mittleren Temperatur von $\sim 230 \text{ K}$ angesehen werden. Zwischen den Polen und der Äquatorregion existiert eine Temperaturdifferenz von $\sim 40 \text{ K}$, wobei die Polarregionen wärmer sind.
- Oberhalb von 110 km Höhe beginnt auf der Tagseite der Venus die Thermosphäre und auf der Nachtseite die Kryosphäre, wo die Temperaturen bis auf -173° C absinken.

Exosphäre

- Die Exosphäre beginnt in einer Höhe von $110 - 135 \text{ km}$ (Exobase) und ist Teil der Heterosphäre, die auch die Ionosphäre der Venus umfaßt.

- Die Ionenpopulation der Ionosphäre entsteht durch Photoionisation (solare EUV-Strahlung) von Neutralteilchen auf der Tagseite der Venus. Dabei sind die wichtigsten Ionen im tieferen Bereich der Ionosphäre (d.h. unter 200 km Höhe) O_2^+ und NO^+ während darüber O^+ überwiegt.
- Aufgrund der Wechselwirkung der Ionosphäre mit dem Sonnenwind bildet sich in ca. 400 km Höhe über der Tagseite eine Ionopause aus, in der die Teilchendichte rapide abnimmt.

Troposphärische Wolkenschichten

- Die „Venuswolken“ stellen genaugenommen eine Art planetenumspannenden Smog dar, der aus mikrometergroßen Schwefelsäuretröpfchen besteht. Sie bilden im Wesentlichen drei Schichten unterschiedlicher Zusammensetzung, die zusammen eine vertikale Mächtigkeit von ~ 20 km erreichen und, was die Masse betrifft, weniger als 1/10 der Wolkenmasse der Erde ausmachen.
- Die Untere Wolkenschicht besteht aus Aerosolen aus Phosphorsäure und elementarem Schwefel. Sie erstreckt sich im Höhenbereich zwischen 48 km und 51 km Höhe.
- Die mittlere Wolkenschicht befindet sich zwischen 52 und 57 km Höhe. Sie stellt ein Aerosol aus Schwefelsäuretröpfchen, Schwefel und chlorhaltigen Verbindungen dar.
- Die obere Wolkenschicht beginnt in 58 km Höhe und erstreckt sich bis ungefähr 70 km Höhe, wo die Troposphäre endet und die Mesosphäre beginnt. Der „Smog“ besteht auch hier überwiegend aus mikroskopisch kleinen Schwefelsäuretröpfchen.
- Ober- und unterhalb der Hauptwolkenschichten gibt es Zonen von optisch dünnem Dunst. Im Bereich unterhalb einer Höhe von 30 km ist die Venusatmosphäre im optischen Spektralbereich praktisch durchsichtig.

Atmosphärenchemie

- Die Droplets, welche die Venuswolken hauptsächlich bilden, bestehen nach Gewicht aus ca. 74% reiner Schwefelsäure und zu ca. 25% aus Wasser ($H_2SO_4 \cdot H_2O$). Die Ausgangsstoffe Schwefeldioxid und Wasser kommen in der Atmosphäre selbst nur in Spuren vor. Sie sind hauptsächlich vulkanischen Ursprungs (Entgasungsvorgänge, Wasser eventuell auch durch Kometenimpakte).
- An der Entstehung der Schwefelsäuretröpfchen sind eine Anzahl photochemischer Prozesse und für ihren Abbau thermochemische Prozesse verantwortlich. Die Stabilität der Venuswolken ergibt sich aus einem zirkulären Prozeß, bei dem im kalten oberen Bereich der Troposphäre Schwefelsäure-Aerosole gebildet und im heißen unteren Bereich wieder aufgelöst werden.
- Das Entstehen und Vergehen der Schwefelsäurewolken sind ein Teil eines größeren Zyklus, der als Schwefelzyklus bezeichnet wird. Er besteht aus den drei Teilzyklen „Geologischer Zyklus“ (Zerfall von Pyrit, Freisetzung von OCS und H_2S), „Langsamer atmosphärischer Zyklus“ (Entstehung von allotropischen Schwefel und von Schwefeltrioxid SO_3), „Schneller atmosphärischer Zyklus“ (Bildung von Schwefelsäuremolekülen).

Chemische Prozesse an der Lithosphäre – Atmosphäre – Grenzfläche

- Die in Bezug auf Druck und Temperatur außergewöhnlichen Oberflächenbedingungen der Venus bedingen eine Vielzahl von chemischen Reaktionen zwischen den Bestandteilen der Atmosphäre und den Mineralen der Oberflächengesteine, was zu einer Art „chemischer Verwitterung“ führt. Diese „Verwitterung“ tritt solange auf, bis sich eine Art chemisches Gleichgewicht eingestellt hat.
- Es ist möglich, daß die „Wollastonit“-Reaktion den CO_2 -Partialdruck der Venusatmosphäre kontrolliert. Bedingung ist, daß dafür genügend Karbonate (z.B. in Form von Alkali-Karbonatiten) auf der Oberfläche an- und freiliegen.
- Weitere, sehr reaktive Stoffe der Venusatmosphäre, die mit den Oberflächengesteinen im chemischen Gleichgewicht stehen, sind Chlor- und Fluorwasserstoff.

Dynamik der Venusatmosphäre

- Im globalen Maßstab stellt sich die Dynamik der Venusatmosphäre einfacher dar als die der Erde, da z.B. die Corioliskraft als wichtigste Störkraft aufgrund der sehr geringen Rotationsgeschwindigkeit kaum eine Rolle spielt und auch keine Jahreszeiten auftreten.
- Strömungen im Bereich der oberen Troposphäre lassen sich am besten durch die Verfolgung von Wolkendetails im UV und IR aus einer Umlaufbahn heraus verfolgen. Insbesondere im UV sind Wolkenstrukturen sehr gut zu beobachten, obwohl die Substanz, welche für die UV-Absorption verantwortlich ist, noch nicht eindeutig bestimmt werden konnte.
- In Abhängigkeit der geografischen Breite können nach den Beobachtungen des Pioneer Venus - Orbiters drei Zonen, die sich in der Struktur ihrer Wolken unterscheiden, unterschieden werden: UV-helle Polarzone (oberhalb $\pm 50^\circ$ Breite) , mittlere Zone zwischen 20° und 50° Breite sowie die stark strukturierte Äquatorzone.
- Die Strömungen in der oberen Troposphäre der Venus sind hochgradig zonal (retrograd). Die Windgeschwindigkeiten liegen dabei über 350 km/s, wodurch bereits innerhalb von 4 bis 5 Tagen eine komplette Umrundung des Planeten erreicht wird (Rotationsperiode der Venus 243 Tage). Man spricht deshalb auch von einer „Superrotation“.
- Im Gegensatz zu den zonalen Strömungen sind die Strömungsgeschwindigkeiten entlang der Längengrade sehr moderat und übersteigen in der obersten Wolkenschicht kaum 30 km/h (Hadley-Zirkulation). In vertikaler Richtung wechselt diese Strömung mehrfach die Richtung, weshalb man auch von der Existenz von zwei bis drei übereinander gestapelten Hadleyzellen ausgeht. In der bodennahen Luftschicht herrscht quasi Windstille. Sie ist rheologisch an die Venusoberfläche gebunden.
- Die Hadley-Konvektionszellen reichen nur bis ungefähr 1000 km an die Pole heran. Dort bilden sich im Bereich strömungsbedingt absinkender warmer Luft die Polar-Wirbel aus, die in vielerlei Hinsicht irdischen Hurrikanen ähneln. Sie besitzen z.T. zwei Strömungszentren („Augen“) und ändern schnell ihre Gestalt.
- Um die Polarwirbel befindet sich ein Kranz aus kalter Luft, der als *cold collar* bezeichnet wird.

- Die Superrotation der oberen Schichten der Venusatmosphäre ist das Resultat eines zyklotropischen Gleichgewichts zwischen dem Druckgradienten und der Zentrifugalkraft. Sie tritt im Wesentlichen ab einer Höhe von ca. 65 km auf und erfaßt die dazwischenliegende Luftschicht bis auf über 100 km Höhe. Durch diese schnelle Rotation erfolgt in der Troposphäre ein Temperatenausgleich zwischen der Tag- und Nachtseite. Deshalb gibt es auf der Venus in der Troposphäre auch keine Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht.
- Oberhalb der Venuswolken nimmt die zonale Windgeschwindigkeit schnell ab um in etwa 100 km Höhe einer speziellen Tag-Nacht-Strömung zwischen dem subsolaren Punkt und dem Mitternachtspunkt Platz zu machen.
- Da die Strömungsgeschwindigkeiten (welche am Terminator ihren größten Wert erreichen) geringer sind als bei der zonalen Superrotation, kann die Mesosphäre auf der Nachtseite auskühlen. Deshalb ergibt sich ein Temperaturunterschied zwischen der Sonnenseite und der Nachtseite, weshalb man dort auch von einer Kryosphäre spricht.
- Ein weiterer, mit dieser speziellen Strömung zusammenhängender Effekt ist der Sauerstoff-Airglow über der Nachtseite der Venus. Er entsteht dadurch, daß auf der Sonnenseite Sauerstoffionen O^+ unter der Einwirkung von UV-Strahlung bei Photodissoziations und Photoionisationsreaktionen entstehen, die mit der Höhenströmung auf die Nachtseite transportiert werden, wo sie bei Rekombination eine typische IR-Strahlung emittieren, welche das Airglow ausmacht.

Das Deuterium-Wasserstoff-Verhältnis und die Klimageschichte der Venus

- Das Verhältnis der Häufigkeiten zweier unterschiedlicher Isotope nennt man ihr Isotopenverhältnis. Bei instabilen Isotopen ist dieses Verhältnis eine Funktion der Zeit, weshalb es zur absoluten Datierung, z.B. von Gesteinen oder organischen Stoffen (^{14}C – Methode), verwendet werden kann.
- Für die Astronomie und damit auch für die Planetologie ist insbesondere das Verhältnis von schwerem Wasserstoff (Deuterium) zu „normalen“ Wasserstoff (Protonium) von Bedeutung, weil das Ausgangsverhältnis bereits im Urknall festgelegt wurde. Dieses spezielle Verhältnis wird als natürliches D/H-Verhältnis bezeichnet. Eine Abweichung da-

von kann nur durch Verbrauchsprozesse (ausschließlich in Sternen) oder Trennungsprozesse hervorgerufen werden.

- Im Wasser der irdischen Ozeane entfallen auf einen Deuteriumkern ca. 6250 „normale“ Wasserstoffkerne, in der Venusatmosphäre dagegen auf einen Deuteriumkern lediglich 65 normale Wasserstoffkerne. Deuterium tritt also stark angereichert auf. Die Ursache dafür liegt in einem Auswahleffekt. Da ein Deuteriumkern durch das zusätzliche Neutron etwa doppelt so schwer ist als ein einzelnes Proton, kann es auch durch „*jeans escape*“ schwerer über die Exosphäre die Venus verlassen. Oder anders ausgedrückt, der durch das fehlende Eigenmagnetfeld der Venus begünstigte Teilchenfluß in den interplanetaren Raum ist für Protonium größer als für Deuterium (bzw. analog für die Moleküle, die Deuterium bzw Protonium enthalten).
- Dieser asymmetrische Fluß führt im Laufe der Zeit zwangsläufig zu einem Anstieg im D/H-Verhältnis. Aus der gegenwärtigen Wasserstoff- bzw. Deuteriumkonzentration und dem heutigen und ursprünglichen D/H-Verhältnis (wie er z.B. in kohligen Chondriten vorliegt) läßt sich die Größenordnung des Wasserstoffverlustes der Venus im Laufe ihrer Geschichte abschätzen.
- Der Wasserstoff, der über die Exosphäre im Laufe der Zeit die Venus verlassen hat, stammt zum überwiegenden Teil aus der Photodissoziation von Wassermolekülen. Deshalb läßt sich aus dem gegenwärtigen D/H-Verhältnis auch auf die ungefähre Wassermenge schließen, die durch diesen Prozeß insgesamt verlorengegangen ist. Sie entspricht ungefähr der eines planetenumspannenden Ozeans zwischen 10 und 30 Meter Tiefe.
- Ob es auf der Venus jemals einen Ozean gegeben hat, kann mit Gewißheit nicht gesagt werden. Es gibt aber neuerdings Hinweise darauf, daß die Vergangenheit der Venus zumindest „feucht“ gewesen sein muß, wie der mutmaßliche Nachweis von granitischen Gesteinsformationen im Bereich der Hochländer gezeigt hat. Das Wasser kann aber auch aus einer kontinuierlichen Mantelentgasung sowie von Kometen stammen, die im Laufe der Zeit auf die Venus gestürzt sind.
- Es kann sogar sein, daß es auf der frühen Venus eine funktionierende Plattentektonik mit Rifting und Subduktion gegeben hat, die dann im Zuge der Austrocknung des Planeten bereits im ersten Viertel der Entwicklungsgeschichte des Planeten wieder erloschen ist.

- Eine andere, nicht minder plausible Hypothese besteht darin, daß der Wasserverlust im Wesentlichen erst mit dem katastrophalen Resurfacing-Prozeß vor 600 – 800 Millionen Jahren eingesetzt hat (der dann auch für die Treibhausinstabilität verantwortlich ist). Die Wasserstoffentweichrate muß dazu in dieser Epoche mindestens 100 mal größer gewesen sein als heute. Entsprechende Klimaentwicklungsmodelle werden z.Z. untersucht.
- Es ist aber auch möglich, daß die Venus schon immer trocken war (geschuldet ihrem Entstehungsgebiet, welches näher an der Ursonne lag als das der Erde). In diesem Fall wären in erster Linie Kometen und eventuell wasserreiche Chondrite, welche die Venus getroffen haben, die wichtigsten Quellen für den Wasserdampf in der Venusatmosphäre. Diese Hypothese läßt sich im Prinzip überprüfen, da Kometen selbst ein bestimmtes D/H-Verhältnis besitzen, welches sich von dem D/H-Verhältnis der Planetesimale unterscheidet, aus dem die terrestrischen Planeten entstanden sind.

Magnetfeld

- Der Planet Venus besitzt kein eigenes, intrinsisches, durch einen Dynamoeffekt erzeugtes Magnetfeld. Die Oberflächenfeldstärke ist kleiner als 10 nT (Erde am Äquator $\sim 30 \mu\text{T}$).
- Der Dynamoeffekt ist aufgrund der langsamen Rotation des Planeten (siderische Rotationsdauer 243 Tage) und / oder durch fehlende Strömungen im unteren Mantel- und Kernbereich nicht funktionsfähig. Es kann aber durchaus sein, daß die Venus in der Vergangenheit ein dynamoinduziertes Magnetfeld besessen hat. Das läßt sich aber nur schwer nachprüfen, da aufgrund der hohen Oberflächentemperaturen, die über den Curie-Punkt der maßgeblichen Eisenminerale liegen, keine remanente Magnetfeldspuren mehr auffindbar sind.
- Aufgrund des fehlenden Eigenmagnetfeldes trifft der Sonnenwind (und mit ihm das interplanetare Magnetfeld) quasi ungeschützt auf die Atmosphäre der Venus. Da sich aber durch Ionisationsprozesse (Photoionisation, Stoßionisation) eine Ionosphäre ausbildet, welche freie Ladungsträger enthält, entstehen darin elektrischen Strömen, die zu einer sogenannten „induzierten“ Magnetosphäre führen. An der Grenzfläche zwischen Ionosphäre und dem interplanetaren Magnetfeld wird das in den Magnetosheat eindringende solare Plasma um den Planeten herumgeführt, wobei durch Ionen-Pickup eine permanente Erosion der Ve-

nusatmosphäre eintritt. Diese Grenzfläche wird Ionopause genannt und entspricht bei Planeten mit Eigenmagnetfeld der Magnetopause.

- Die Magnetopause befindet sich im subsolaren Punkt ca. 350 km über der Planetenoberfläche und besitzt eine Dicke von ungefähr 10 km.
- Auch auf der Nachtseite der Venus konnte die Existenz einer signifikanten Ionosphäre nachgewiesen werden.
- Der Bereich, wo die auf den Planeten treffende solare Überschallströmung auf Unterschallgeschwindigkeit abgebremst wird, ist die Stoßfront. In ihr erfolgt eine Aufheizung des anströmenden Sonnenwindplasmas, welches dann den Planeten seitlich umströmt. Der subsolare Punkt der Stoßwelle befindet sich in ca. 2100 km Höhe, wobei dieser Wert mit der Sonnenaktivität variiert.
- Der „magnetische Schweif“, der auf der Nachtseite verläuft, konnte bis in eine Entfernung von ca. 42000 km nachgewiesen werden. In ihm driften z.B. Sauerstoff- und Wasserstoff-Ionen ab, die bei der Photodissoziation von Wassermolekülen und anschließender Ionisation entstehen. Sie bewirken eine Masseaufladung des abfließenden solaren Plasmas, was schließlich zur Entstehung des Magnetschlauches führt, der den tail einschließt.

Aufgaben / Diskussionen

1. Was verstehen Sie unter einem Venusdurchgang und weshalb hatte er in der Vergangenheit eine große Bedeutung bei der möglichst genauen Bestimmung der Entfernung der Erde von der Sonne?
2. Erläutern Sie, wie man unter Anwendung des 3. Keplerschen Gesetzes aus der Beobachtung eines Venusdurchgangs die Länge einer Astronomischen Einheit berechnen kann.
3. Die Venus benötigt für einen Umlauf um die Sonne 224.7 Tage und für eine (retrograde) Rotation um ihre Achse 243 Tage. Wie lange dauert ein Venustag?
4. Angenommen, auf der Venus wäre es wolkenlos und auch nicht so unangenehm heiß. Beschreiben Sie unter diesen Umständen die scheinbare Bewegung der Sonne während eines Venustages relativ zu den Sternen und relativ zum Horizont.
5. Gibt es auf der Venus Jahreszeiten?
6. Nennen Sie Gründe, warum es legitim ist, bei der Venus einen ähnlichen inneren Aufbau in verschiedene „Schalen“ zu vermuten wie bei der Erde.
7. Wieso zeigt eine monomodale hypsometrische Kurve das Fehlen von Plattentektonik an? Welche allgemeinen Oberflächenmerkmale besitzen Planeten mit Plattentektonik?
8. Durch welche Merkmale unterscheiden sich irdische Kontinente von den Kontinentalblöcken der Venus wie z.B. Ishtar Terra?
9. Was sind die wichtigsten Landschaftsformen auf der Venus und was weiß man über ihre Entstehung?
10. Warum nimmt man an, daß die Tesseræ die ältesten Landschaftsformen auf der Venusoberfläche sind?
11. Vergleichen Sie den irdischen Vulkanismus mit dem Vulkanismus der Venus und arbeiten Sie Gemeinsamkeiten und Unterschiede heraus.
12. Was sind Novæ, Arachnoide und Coronæ und wie stellt man sich ihre Entstehung vor? Gehen Sie dabei besonders auf Ribbildungen und begleitenden Vulkanismus ein!

13. Was verstehen Sie unter „*hot spot*“ –Vulkanismus und erläutern Sie diesbezüglich die Gemeinsamkeiten und Unterschiede von Erde und Venus!
14. Wieso weist die Verteilung der Impaktkrater auf der Venus auf ein globales Resurfacing-Ereignis hin? Läßt sich dieses Ereignis zeitlich – und wenn ja, wie – in Bezug auf die Zeitachse und die Dauer einordnen?
15. Versuchen Sie zu erklären, warum man auf der Venus keine Impaktkrater gefunden hat, deren Durchmesser kleiner als 1.5 bis 2 km sind? Interpretieren Sie in diesem Zusammenhang auch das in Abbildung 6.72 gezeigte Diagramm!
16. Warum ist die Entwicklung einer Stratigraphie und daraus die Ableitung einer geologischen Geschichte der Venusoberfläche so schwierig?
17. Woher stammt die Energie für das globale Resurfacing-Ereignis und wie kann man es eventuell erklären? Kann solch ein Ereignis auch auf der Erde auftreten?
18. Nennen Sie die wichtigsten Eigenschaften der Venusatmosphäre und ihre chemischen Hauptbestandteile. Wie erklärt man sich die extrem hohe Oberflächentemperatur, die über 500° über der rechnerischen Gleichgewichtstemperatur liegt?
19. Erläutern Sie den vertikalen Aufbau der Venusatmosphäre in Bezug auf Temperatur, Strömungen und Wolkenbedeckung. Was ist der Grund für die Ausbildung einer Kryosphäre oberhalb von 110 km Höhe auf der Nachtseite des Planeten?
20. Was verstehen Sie unter der Superrotation der Venusatmosphäre? Wieso werden Gradientenwinde auf der Erde hauptsächlich durch das geotrophische und auf der Venus durch das zyklotrophische Gleichgewicht bedingt? Interpretieren Sie die Gleichung (20.10).
21. Geben Sie eine Erklärung für das von Venus Express im IR-Bereich beobachtete Sauerstoff-Airglow auf der Nachtseite des Planeten!
22. Aus welcher konkreten Beobachtung schließt man, daß die Venus in ihrer Vergangenheit einmal sehr wasserreich gewesen sein muß, vielleicht sogar einmal einen eigenen Ozean besessen hat?
23. Was ist eine „induzierte“ Magnetosphäre und unter welchen Bedingungen entsteht sie?

24. Skizzieren Sie den Aufbau der induzierten Magnetosphäre der Venus und erläutern Sie ihre einzelnen Teile sowie die physikalischen Prozesse, die darin stattfinden. Versuchen Sie auch eine Interpretation der in Abbildung 6.107 dargestellten Meßergebnisse des ASPERA-4 –Experiments auf Venus Express.
25. Wie entsteht der „induzierte“ Magnetschweif der Venus? Welche Bedeutung hat in diesem Zusammen-hang die Masseaufladung des vorbeiströmenden Sonnenwindplasmas und welche physikalischen Prozesse bewirken diese Masseaufladung? Welche langfristigen Folgen hat das für die Venusatmosphäre?

Literatur

Eine populärwissenschaftliche Zusammenfassung über unser Wissen über den Planeten Venus beinhaltet das Buch

David Harry Grinspoon

Venus Revealed

A new Look below the Clouds of our Mysterious Twin Planet

Perseus Publishing 1997 (ISBN 0-201-32839-9)

Eine rein fachwissenschaftliche Zusammenfassung der Ergebnisse sowohl der sowjetischen als auch der amerikanischen Venussonden enthält die Monographie aus der Reihe „Yale Planetary Exploration Series“

Michail Ya. Matrov, David H. Grinspoon

The Planet Venus

Yale University Press 1998 (ISBN 0-300-04975-7)

Dieses großformatige Buch konzentriert sich in den meisten Kapiteln auf die technische Realisierung sowie auf die Ergebnisse der sowjetischen und amerikanischen Venusmissionen des 20. Jahrhunderts. Das erste Kapitel bietet darüber hinaus einen ausführlichen Überblick über die Geschichte der Erforschung der Venus in der Zeit, wo sie noch nicht von Raumsonden besucht werden konnte.

Auf Amateurastronomen zugeschnitten, die auch gerne einmal Venus (und Merkur) selbst beobachten möchten, ist das Buch

Peter Grego

Venus and Mercury and How to Observe Them

Springer-Verlag 2008 (ISBN 978-0-387-74285-4)

Es gibt im Einführungsteil einen guten Überblick über beide Planeten und beschreibt insbesondere auch deren Topographie.

Webseiten zum Thema

Die jeweils neuesten Bilder und Forschungsergebnisse der Mission Venus Express finden Sie unter

<http://sci.esa.int/science-e/www/area/index.cfm?fareaid=64>

Eine zusammenfassende Würdigung der Venus Magellan-Mission mit Zugriff auf sehr viel Informationsmaterial finden Sie auf folgender Webseite des *Jet Propulsion Laboratory* der NASA:

<http://www2.jpl.nasa.gov/magellan/mgn.html>

Anhang

A Venus in Zahlen

Bahnparameter J 2000

Große Halbachse	108.208930 · 10 ⁶ km	0.723332 AU
Umlaufzeit (siderisch)	224.70069 d	0.6151970 a
Umlaufzeit (synodisch)	583.92 d	
Perihelabstand	107.476259 · 10 ⁶ km	0.71843270 AU
Aphelabstand	108.942109 · 10 ⁶ km	0.72823128 AU
Mittlere Bahngeschwindigkeit	35.02 km/s	
Bahnneigung gegen die Ekliptik i	3.39471°	
Numerische Exzentrizität e	0.0068	
Länge des aufsteigenden Knotens	76.67069°	
Perihellänge	54.85229°	
Kleinste und größte Entfernung von der Erde		0.256 – 1.744 AU

Physische Parameter

Masse	$4.8685 \cdot 10^{24}$ kg	$0.815 M_{Erde}$
Mittlerer Radius	6051.8 ± 1 km	$0.9499 R_{Erde}$
Volumen	$9.38 \cdot 10^{11}$ km ³	$0.857 V_{Erde}$
Oberfläche	$4.60 \cdot 10^8$ km ²	$0.902 A_{Erde}$
Abplattung	<0.0002	
Mittlere Dichte	5204 kg/m ³	
Schwerebeschleunigung an der Oberfläche	8.87 m/s ²	0.904 g
Entweichgeschwindigkeit	10.46 km/s	
Winkeldurchmesser bei einer Entfernung von 1 AU / Bereich	37.8 [“]	9.7 [“] – 66.0 [“]
Sidereale Rotationsperiode	-243.0185 d	
Länge eines Tages	117 d	
Neigung der Rotationsachse zur Bahnebene	177.3°	
Geometrisches Albedo (V) / Albedo	0.65	0.75
Farbenindex (B-V) und (U-V)	0.82	0.50
Solarkonstante	2613.9 W/m ²	
Netto-Wärmeeintrag	367 W/m ²	
Strahlungstemperatur	231.7 K	
Maximale scheinbare Helligkeit	-4.6	
Oberflächentemperatur	735 K	461.85 °C
Trägheitsmoment (I/MR ²) / J_2		
Magnetische Feldstärke am Äquator	$<3 \cdot 10^{-8}$ T	<0.0003 G
Magnetisches Dipolmoment		$<3 \cdot 10^7$ G km ³

Zusammensetzung der Venusatmosphäre

	Volumenhäufigkeit in %, ppm oder ppb
<i>CO₂</i>	96.5±0.8 %
<i>N₂</i>	3.5±0.8 %
<i>SO₂</i>	22-42 km Höhe: 150±30 ppm 12-22 km Höhe: 25 – 150 ppm
<i>H₂O</i>	0-45 km Höhe: 30±15 ppm 0-5 km Höhe: 30-70 ppm
⁴⁰<i>Ar</i>	31±15 ppm
³⁶<i>Ar</i>	30±15 ppm
<i>CO</i>	Wolkenobergrenze: 45±10 ppm 42 km Höhe: 30±18 ppm 36-42 km Höhe: 28±7 ppm 22 km Höhe: 20±3 ppm 12 km Höhe: 17±1 ppm
⁴<i>He</i>	0.6 – 12 ppm
<i>Ne</i>	7±3 ppm
³⁸<i>Ar</i>	5.5 ppm
<i>OCS</i>	33 km Höhe: 4.4±1 ppm
<i>H₂S</i>	Unter 20 km Höhe: 3±2 ppm
<i>HDO</i>	Unter der Wolkenschicht: 1.3±0.2 ppm
<i>HCl</i>	Wolkenobergrenze: 0.6± 0.12 ppm 35-45 km Höhe: 0.5 ppm
⁸⁴<i>Kr</i>	25±15 ppm
<i>SO</i>	Wolkenobergrenze: 20±10 ppb
<i>S_{1..8}</i>	Unterhalb 50 km: 20 ppb
<i>HF</i>	Wolkenobergrenze: 5±4 ppb 35-45 km Höhe: 4.5 ppb
¹³²<i>Xe</i>	< 10 ppb
¹²⁹<i>Xe</i>	< 9,5 ppb

Index

A

Adams, Walter Sydney 4
Advektion 137, 142
Aino Planitia 42, 44
Akna Montes 63
Albedo 188
Alkali-Karbonatite 57, 110
Alpha Regio 5, 25, 34, 38, 40, 41, 62, 63
Alta Regio 82
Anala Mons 96, 98
Anemonen 83
Anhydrit 182
Anhydritbildung 178
Äolische Strukturen 121
Äolosphärenhypothese 5
Aphrodite Terra 32, 34, 39, 42, 43, 44, 45, 76, 81, 96
Arachnoide 50, 100, 101, 140
Artemis Chasma 32, 39, 43
Artemis Corona 32, 39
ASPERA 4 - Experiment 236
Atalanta Planitia 34, 66
Atla Regio 32, 45, 79, 80, 81, 131
Atlían 130, 131, 133, 134
Atmosphärenchemie 175
Atmosphärenschichten 161
Aurelian 130, 131
Aurora 229

B

Bachmann, Heinrich Wilhelm 2
Beta Regio 5, 25, 33, 34, 38, 47, 54, 145
Bistatic Radar Mapping 49
Blitze (Atmosphäre) 225, 226
Brahe, Tycho 1
Bullock, M.A. 217, 218

C

Calakomana Corona 42
Caldera 83, 85, 89, 90, 91
Chondrite, kohlige 223
Chronologie, Venusoberfläche 125
Clavius, Christopher 1
Cleopatra (Caldera) 65
Cloutier, P.A. 215, 224
cold collar 190, 201
Colette Patera 31
Cook, James 2, 10
Coronae 54, 57, 68, 72, 82, 86, 93, 94, 96, 98, 100, 101, 104, 106, 127, 131, 140
Crabtree, William 9
Crumpler 138

D

D/H-Verhältnis 211, 213, 214, 221,
222, 223, 224
Dali Chasma 46, 81
Danilova (Impaktkrater) 116
Devana Chasma 47
Dione Regio 72
Donahue 215
double-eye' atmospheric vortex 200
Drake, M.J. 224
driver cell 198
Dunham, T. 4
Dynamoeffekt 22

E

Ebenen, vulkanische 54
Eistla Regio 42, 82, 96, 98
Eistla-Regio 93
Encke, Johann Franz 10
Exobase 213
Exosphäre 165, 166, 212

F

Fegley, B. 178
Flutbasalte 55, 57, 133, 219
Fortuna Tessera 64, 123
Fortunian 128
Frank, S.H. 68
Freyja Montes 63

G

Galilei, Galileo 1
Gammastrahlenspektrometer 148

Gaschromatograph 158
Gewitter 226
Gleichgewicht, zyklotropisches
203
Grabenbrüche 127, 131
Gradientenwind 203
Grinspoon, D.H. 217, 220
Guinevere Planitia 34, 38, 48
Gula Mons 41, 82, 131

H

Hadley, George 198
Hadley-Zelle 197, 198
Hadley-Zirkulation 188
Halley, Edmond 9
Hang-o Corona 42
Hansen, J.E. 169
Hansen, Vicky L. 144
Hashimoto, G.L. 216
Hatchepsut Patera 34
Hathor Mons 72
Head, J.W. 68, 128
Heng-o Chasma 42
Herrick, D. 69, 143
Heterodyn-Spektroskopie 164
Horrocks, Jeremia 9
Hot-Spot-Vulkanismus 107
Hovenier, J.W. 169
Hueso, R. 209
Hypsometrie 28

I

Idunn Mons 72
Imdr Regio 46, 72
Impaktchronologie 125

Impaktkrater 113, 119, 143
Impaktkrater, Klassifikation 117
Innim Mons 72
Intraplattenvulkanismus 108, 135
ion composition boundary 233
Ionen-Pickup 228
Ionenproduktion 166
Ionosphäre 22, 165, 166, 167, 230,
234
Irwin, L. 217
Isabella (Impaktkrater) 46
Ishtar Terra 31, 34, 38, 41, 63, 76,
90
Isong Corona 42
Isostasieausgleich 139
Isotopenverhältnisse 210
Ivanov 128

J

jeans escape 220, 212, 219
jet streams 203
Jones, D.E. 5

K

Karbonatgesteine 182
Kepler, Johannes 2, 9
Konvektion 143
Krustendynamik, vertikale 139
Kryosphäre 164, 207, 208
Kuiper, Gerard P. 4

L

Lakshmi Planum 31, 37, 63, 64, 90
Lansbergsche Tafeln 9

Lavakanäle 57
Lavinia Planitia 66, 123, 129
Lavinian 129
Leda Planitia 34
Lellouch 224
lobate plains 131
Lomonossow, Michail
Wassiljewitsch 1, 156
Lomonossow-Ring 2

M

Maat Mons 45, 79, 80, 81, 82, 131
Magellan, Ferdinand 51
Magnetfeld 228
Magnetfeld, interplanetares 229
Magnetosheat 233
Magnetosphäre, induzierte 22, 229
Magnetosphäre, induzierte 228
magnetotail 231, 234, 235
Mantelkonvektion 21, 69, 137
Mantelkühlung 22, 108, 137, 142
Mantelplumes 69, 72, 79, 82, 93,
104, 108, 138
mantle overturn 21, 74, 135, 143
Masseaufladung 234
Maxwell Montes 25, 30, 37, 41, 63,
64
Maxwell, James Clerk 25
Mbokomu Mons 107
Mead (Impaktkrater) 41, 113
Meshkenet Tessera 123
Mesosphäre 163, 165, 206
Meso-Thermosphärische Konvektion
207
Mielikki Mons 72
mountain belts 63

N

Navka Planitia 34, 48
Near-Infrared Mapping Spectrometer 216
Nehalennia Corona 96, 98
Neutralschicht 234
Nightingale Ovoid 34
Niobe Planitia 44
Noack 142
Novae 107

O

Oortsche Wolke 223
Öpik, Ernst Julius 5
Ovda Regio 32, 43
Ozza Mons 45, 80, 81, 82, 131

P

pancake domes 82, 86, 138, 140
Pandrosa Dorsa 66
Parmetier 143
Pavlova Corona 42
Perminov, V.G. 154
Phoebe Regio 34, 40, 42
Pivchenkova 68
polar vortex 199
Prinn 178
Protonopause 233

Q

Quetzalpetlatl-Corona 39, 40

R

Radar-Echo-Methode 24
radially patterned volcanoes 83
Raumsonden, Erforschung der
Venus 11
Reese, C.C. 143
resurfacing 21, 23, 118, 125, 126,
128, 129, 134, 135, 136, 137, 139,
216, 217, 218, 219
Rhea Mons 33, 38, 47
Ridge Belt-Plains Fan Assemblage
68
ridge belts 66, 68, 69, 129
Ridge Belt-Tessera Assemblage 68
Riftvulkanismus 108
Röntgenfluoreszenzspektrometer
148
Rudolfinische Tafeln 9
Rusalka Planitia 44, 46, 55, 130
Rusalkian 130, 133

S

Sacajawea Patera 31, 89
Sachs Patera 91
Sagan, Carl 5
Sandwell 107
Sapas Mons 45, 80, 82
Sappho Patera 42, 96
Sapphos Mons 98
Sauerstoff-Airglow 207, 234
scalloped margin domes 85
Schildvulkane 82, 98, 127
Schröter, Johann Hieronymus 3
Schubert 107
Schulze-Makuch, D. 217

Schwefeldioxid 74
 Schwefelzyklus 178
 Semiramis Corona 34
shield fields 83
shield plains 130, 133
 Shiwanokia Corona 94
 Shulamite Corona 34
Side Looking Radar 51
 Sif Mons 41, 82, 131
 Sigrun Fossae 129
 Sigrunian 129, 130, 133
Silberschlag, Georg Christoph 2, 156
Sinton, W.M. 4
sinuous channels 57
 Skalenhöhe 165
smooth plains 56, 131
Smrekar 72, 107
 Snegurochka Planitia 38
solar tidal effect 196
 Solarkonstante 183
 Sonnenwind 166, 228, 229, 234, 235, 237
stagnant lid convection 143
stellate structure centers 106
Stevenson 22
Stofan 104, 107, 136
 Stoßfront 230, 231
 Stoßionisation 166
 Strahlungsbilanz 183
 Stratigraphie 125, 126
 Stratosphäre 163
 Superrotation 202
Synthetic Aperture Radar 49, 50, 51

T

Taylor 136
 Tefnut Mons 40
 Tellus Tesserae 38, 44
 Tesserae 60, 62, 63, 68, 120, 126, 127, 128, 133
 Theia Mons 33, 38, 47, 75, 131
 Theia-Hypothese 18
 Themis Regio 34, 40, 72, 93, 94
 Thermosphäre 164, 206
 Thetis Regio 32, 43
 Ticks 85
 Tinatin Planitia 34, 41
 Treibhauseffekt 5, 142, 160, 183, 184, 186
 Treibhausinstabilität 185, 218, 219
 Troposphäre 161, 176, 198
Turcotte 140
two layer convection 143

U

Ukemochi Corona 94

V

Venus, Atmosphäre 156, 159
 Venus, Atmosphärendynamik 187
 Venus, innerer Aufbau 17
 Venus, Klimageschichte 210
 Venusdurchgang 2, 9
 Venusschnee 66
 VEXMAG-Experiment 225
 Vinmara Planitia 66
 VIRTIS 70, 72, 74, 193, 194, 196
 Vulkane 69

Vulkanismus 75, 94, 116, 121, 134,
137, 217

W

Wärmefluß 22, 137, 142
Windgeschwindigkeit 193, 205
Wolkenbildung 218, 219
Wolkenmuster 189
Wolkenschicht, mittlere 172
Wolkenschicht, obere 172
Wolkenschicht, untere 172
Wolkenschichten 169, 193

Wollastonit-Reaktion 181, 219
wrinkle ridges 54, 56, 96, 127, 130,
131, 133

Y

Yardangs 123, 157

Z

Zharkov 19
Zirkulation, zonale 196