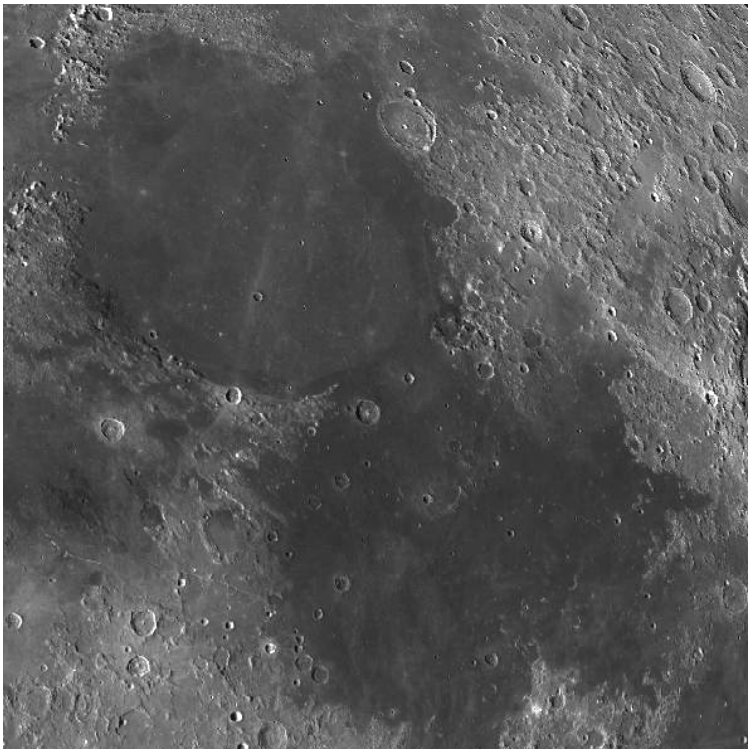
Vulkanische Strukturen auf der Vorderseite des Mondes - eine kurze Einführung in den lunaren Vulkanismus



Berücksichtigt man auch die Rückseite des Mondes, so sind nur ca. 10% der Mondoberfläche vulkanischen Ursprungs, der Hauptteil davon – die Mondmare – liegen auf der Vorderseite des Mondes. Auf der Erde sind 70% der Oberfläche von Ozeanen bedeckt und der Meeresboden ist komplett vulkanischen Ursprungs.

< Mare Tranquilitatis und Mare Serenatits

Während auf der Erde der Vulkanismus heute noch aktiv ist, liegen die letzten vulkanischen Aktivitäten auf dem Mond ca. eine Milliarde Jahre zurück. Zum Zeitverständnis: der letzte große Impakt, bei dem der Krater Tycho entstand, liegt „nur“ ca. 100 Millionen Jahre zurück als auf der Erde bereits die Dinosaurier die Landschaften beherrschten.

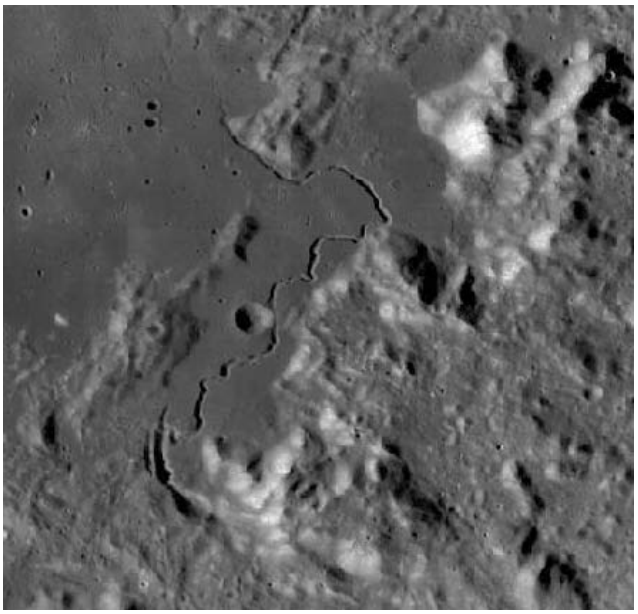
Heute ist der Mond ein toter Himmelskörper ohne irgendwelche vulkanischen Aktivitäten. Das liegt zum einen Teil daran, dass der Mond aufgrund seines kleinen Durchmessers – im Vergleich zur Erde und anderer Planeten – sehr schnell ausgekühlt ist und es zudem auf dem Mond niemals eine Plattentektonik wie auf der Erde gegeben hat. Die großen Bergketten, wie z.B die Apenninen, sind nicht durch Auffaltung entstanden, sondern sie sind Reste der hohen Kraterwälle der großen Impaktbecken. Höchstwahrscheinlich befindet sich im Kernbereich noch ein kleiner Rest flüssigen Gesteinsmaterials, aber mit Sicherheit nicht im Mondmantel oder unter der Oberfläche.

Hauptsächlich in den 60er und 70er Jahren des letzten Jahrhunderts wurden viele Berichte – auch von seriösen Mondbeobachtern – publiziert, in denen von „rötlichem Glühen“, „Wolken“ oder von „Trübungen“ über vulkanisch entstandenen Mondregionen berichtet. Hauptsächlich bezogen sich diese Beobachtungen auf die Krater Alphonsus, Plato und auf das gesamte Aristarch Plateau im Oceanus Procellarum. Sie bekamen sogar einen eigenen Namen, es sind die so genannten **Lunar Transient Phenomena** (LTP). Übersetzen kann man diesen Begriff in „Flüchtige lunare Phänomene“. Sie wurden damals als aktive vulkanische Aktivitäten interpretiert. Heute lässt sich mit Sicherheit sagen, dass diese Beobachtungen nicht real waren.

Beobachtungen von Trübungen könnten real gewesen sein, mit der Erklärung, dass es vielleicht über diesen Regionen Austritte von Gaswolken gegeben haben könnte, die kurzfristig feine Strukturen, die unter den Gaswolken lagen, unscharf oder verwischt erscheinen ließen. Solch erhöhte Gaskonzentrationen wurden auch während der Apollo Missionen beim Überfliegen bestimmter Landschaften gemessen. Mit Sicherheit waren dies aber damals wie zu Apollozeiten keine Beobachtungen von aktivem Vulkanismus.

Als der Mond noch vulkanisch aktiv war, muss er von der Erde aus gesehen einen fantastischen Anblick geboten haben. Das Fluten der Mareflächen über den großen Impaktbecken (Imbrium, Nectaris, Serenitatis etc.) hat Hunderte von Millionen Jahren angehalten und 10-tausende solcher Lavaflüsse waren erforderlich, um die bis zu 5 Kilometer mächtigen Lavaschilde (z.B des Mare Imbrium) aufzubauen. Leider kommen wir zwischen 2.5 und 3.5 Milliarden Jahre zu spät, um einen solchen Anblick genießen zu können.

Die Lava, die die Becken geflutet hat, war „flüssiger“ als die Lavaflüsse auf der Erde, das heißt ihre Viskosität war sehr niedrig und die sehr heiße Lava floss mehr in einer „Honigartigen“ Konsistenz als geschmolzenes Gestein normalerweise. Nur so ist erklärbar, wie sich die Lava über Hunderte von Kilometer bei nur extrem geringen Gefälle ausbreiten konnte. So lassen sich beispielsweise im östlichen Teil des Mare Frigoris mit größeren Teleskopen unter gutem Seeing einzelne Lavaflüsse unterscheiden.



Nur wenige der Austrittsschlote – aus denen die hochflüssige Lava die Becken füllte – haben die Zeit bis heute überdauert. Glücklicherweise blieben viele der lavafördernden Kanäle und Röhren – bei denen nach Beendigung der vulkanischen Aktivität die Deckenbereiche unter der Gravitation einbrachen - erhalten. Wir können Sie heute als die so genannten **sinusförmigen Rillen** beobachten.

Bei vielen liegt am Beginn der Rille eine leicht gekrümmte Vertiefung an denen Gesteine nach dem Ende des Vulkanismus über dem Ursprungsschlot kollabiert sind. Morphologisch betrachtet ähneln sich diese Strukturen überall, wo sie heute noch erhalten sind. Die Abbildung links zeigt die *sinusförmige Hadleyrille nahe dem Landeplatz von Apollo 15. Im unteren Bildteil, am Beginn der Rille, liegt die ovale Caldera mit dem inoffiziellen Namen Jomo (© LRO Team/NASA).*

Auch wenn der Mond heute ein toter Himmelkörper ist, ist es dennoch hochinteressant, Strukturen lunaren Vulkanismus zu beobachten, denn schon allein aus der morphologischen Betrachtung dieser Regionen lässt sich viel über die zeitlichen Abläufe erkennen und so einiges über die Geschichte des Mondes lernen.

Die meisten wissenschaftlichen Erkenntnisse zum lunaren Vulkanismus stammen aus den 60er und 70er Jahren des letzten Jahrhunderts und wurden vielfach in Zusammenarbeit zwischen Mondforschern und terrestrischen Geologen erstellt und viele sind sicher theoretischer Natur (man kann ja schlecht hinfliegen und bohren).

Aber auch heute werden immer noch Artikel zu diesem Thema in der Fachliteratur publiziert. Auch die wenigen Koordinatenlisten zu diesen Strukturen stammen aus älterer Zeit und der Ursprung dieser Listen verliert sich im Dunkel der Mondforschung. Hier finden Sie eine „offizielle“ Liste der *Geological Lunar Researches Group* (GLR) im Internet[1]

Kleine Strukturen lunaren Vulkanismus sind extrem schwierig zu beobachten, da die meisten dieser Objekte nur kleine geometrische Abmessungen und nur sehr geringe

[1] http://digilander.libero.it/glrgroup/domesdata.html

Höhen über der Umgebung haben. Somit sind sie meist nur für wenige Stunden unter sehr flacher Sonneneinstrahlung in der Nähe des Terminators sichtbar.

Viele dieser kleinräumigen Strukturen entstanden nachdem die großen Lavaflüsse, die die großen Mondmare fluteten, beendet waren, also in einer Zeitspanne vor ca. 1.5 bis 2 Milliarden Jahren. Nahezu alle dieser Strukturen liegen in den Maren, beziehungsweise an den Marerändern, jedoch gibt es auch einige wenige Strukturen, die in den Hochlandgebieten des Mondes zu finden sind.

Lunarer Vulkanismus wird – wie terrestrischer Vulkanismus – prinzipiell unterteilt in

- Effusiven Vulkanismus
- Introsiv-/extrusiver Vulkanismus und
- Pyroklastischer Vulkanismus

In vielen Fällen sind die Strukturen sicher auch eine Mischung aus allen drei Varianten.

Unter Effusion versteht man das mehr oder minder langsame und ruhige Ausfließen von Magma[2] über annähernd waagerecht liegende Förderkanäle (Dikes, Dykes) und/oder Gipfelcalderen (Förderschlote). Die Formen der entstehenden Strukturen sind abhängig von der Viskosität, der Temperatur, dem Druck und der chemischen Zusammensetzung des Magmas. Die lunaren Strukturen, die durch Effusion entstanden sind, sind durchaus mit den terrestrischen Schildvulkanen vergleichbar (z.B. vielfach zu bestaunen auf Island). Es sind mehr oder weniger runde, symmetrische kegelförmige Erhebungen, vielfach mit kleinen Gipfelcalderen.

Unter Intrusion versteht man das Eindringen von flüssigem Magma in bereits bestehende bereits erkaltete Gesteinsstrukturen und somit auch eine Aufwölbung (uplift) bereits bestehender Strukturen durch den Druck des Magmas. Die magmatischen Gesteine, die bei der Erstarrung von Magmen auskristallisieren, werden deshalb auch als **Intrusivgesteine** bezeichnet.

In der terrestrischen Vulkanologie gibt es noch den Begriff des **extrusiven Vulkanismus**. Er bezeichnet ebenfalls das Durchdringen von Magma in ältere Gesteine, aber mit einem Aufstieg bis zur Oberfläche und darüber hinaus.

Da eine Unterscheidung - allein durch die Morphologie - von lunarem Vulkanismus nicht zwischen Intrusion und Extrusion getroffen werden kann, werden beide Erscheinungen in der lunaren Geologie als Intrusiv zusammen gefasst.

Unter pyroklastischem Vulkanismus versteht man das explosive Austreten von flüssigen Magmagesteinen aus einem Förderschlot oder einer Spalte (Spalteneruption) in Zusammenhang mit in der Lava komprimierten hohen Gasanteilen. Die Gewalt der verursachenden explosiven vulkanischen Tätigkeit ist sowohl von der Menge der freigesetzten Gase als auch von der Viskosität, der Temperatur des Magmas und dessen mineralogischer Zusammensetzung abhängig.

Beim terrestrischen pyroklastischen Vulkanismus spielt komprimierter Wasserdampf eine große Rolle, der, wenn er die Caldera erreicht hat, sich sofort explosionsartig ausdehnt und das Gesteinsmaterial in kleine Fetzen zerreißt. Auf dem – auch zur Zeit des aktiven Vulkanismus - trockenen Mond, müssen andere Gase eine tragende Rolle gespielt haben, eventuell Kohlendioxid. Bei diesen pyroklastischen Eruptionen entstanden auch glasför-

[2] Magma und Lava ist im Prinzip das gleiche, nämlich flüssiges Gestein. In der terrestrischen Terminologie bezeichnet der Begriff Magma das flüssige Gestein solange es unter der Oberfläche liegt. Tritt es an der Oberfläche aus, wird es als Lava bezeichnet .

mige Gesteine, die gelb bzw. grün gefärbt sind. Fundplätze dieser pyroklastischen, glasförmigen Asche waren unter anderem die Landeplätze von Apollo 15 und 17.

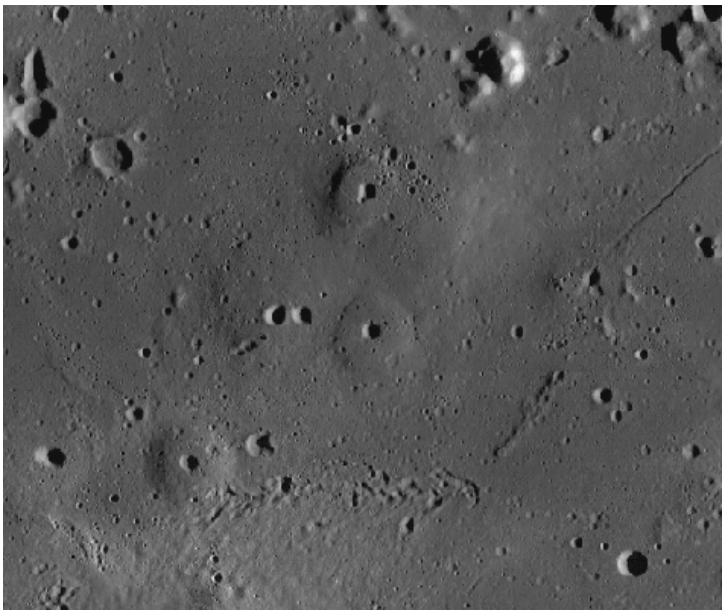
Die lunaren vulkanischen Strukturen werden unterteilt in:

- Effusive lunare Dome und lunare Cone
- Megadome
- Plateaus und Megaplateaus
- Pyroklastische Deposits (LPD = Lunar pyroclastic deposits)
- Floor fractured Krater (FFC) und
- Sinusförmige Rillen

Sonderfälle sind

- Konzentrische Doppelkrater, gelegen auf Domen und das
- Aristarch Plateau im Oceanus Procellarum

Weitere Begriffe im Zusammenhang mit lunarem Vulkanismus sind die:



- Dark Halo Krater (DHC, DMD = Dark mantle deposits) und
- Lunare Kipukas

Effusive lunare Dome sind mit terrestrischen Schildvulkanen vergleichbar und treten fast ausschließlich in Maregebieten und/oder an der Mareändern auf. Es gibt wenige Ausnahmen in Hochlandgebieten des Mondes, so zum Beispiel bei den Kratern Piccolomini und Mee.

< Die effusiven Hortensius Dome H1 bis H7 (© LRO Team/NASA)

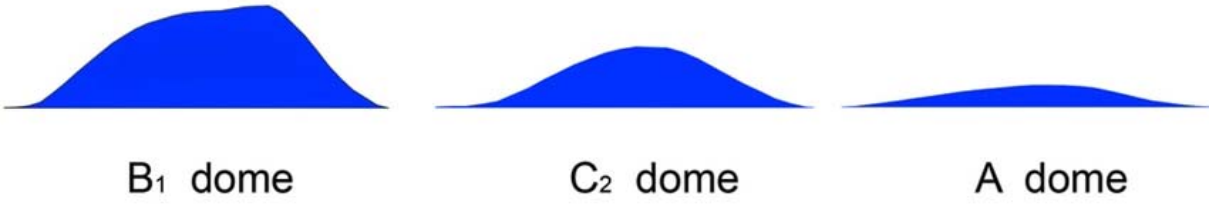
Absolute Ausnahmen sind Dome auf Kraterböden, wie z.B. der lunare Dome im Krater Petavius oder die Capuanus Dome sowie Dome in Hochlandregionen, wie z.B. Piccolomini oder Mee. Sie werden noch in normale Dome und in solche, die von Rillen/Spalten geteilt werden, die so genannten **„bisected“ Dome** unterteilt. Beispiele für „bisected“ Dome sind die beiden Manilius Dome oder die beiden Dome die von der Rima Birt geteilt werden.

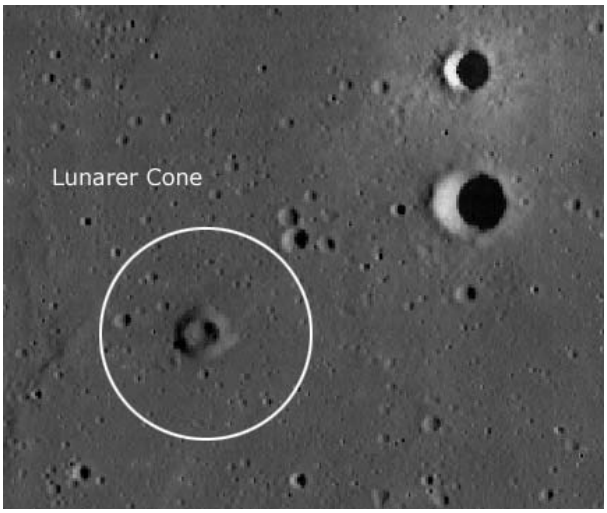
Auf Bildern erscheinen diese Dome sehr steilwandig. Setzt man jedoch die Höhen dieser Strukturen von im Mittel vielleicht 150 Meter zu ihrem Durchmesser von vielleicht 10 bis 15 Kilometer ins Verhältnis, so ergeben sich Hangwinkel von nur wenigen Grad. Gerade die geringe Höhe dieser Strukturen macht ihre Beobachtung so schwierig. Fast alle domeähnlichen Strukturen haben Gipfelcalderen, teilweise auch mehrere, von ca. 1 bis 3 Kilometer Durchmesser. Auch Förderschlote, die sich aus mehreren, überlappenden Calderen zusammensetzen, kommen vor (Dome Herodotus 1 südlich des Aristarch Plateaus). Sie zeigen dann eine elliptische Form.

In der lunaren „Geologie“ werden diese Dome noch in die Klassen A bis H - und teilweise noch in weitere Unterklassen (z.B. C1) – eingeteilt. So repräsentiert die **Klasse G** beispielsweise die lunaren **Hochlanddome**. Die verschiedenen Klassen differenzieren unter anderem zwischen den Hangwinkeln der Dome, der chemischen Zusammensetzung- (die

man z.B. aus multispektralen Bildern bestimmen kann) der ausgetretenen Menge- und der Viskosität der Lava. Weiterhin wird differenziert, ob die Struktur aus einem Lavafluss oder mehreren mit zeitlichen Abständen gebildet wurde. Die **Klasse D** repräsentiert beispielsweise **komplexere** und **größere** Dome die in mehreren - zeitlich getrennten Intervallen geflossenen – Lavaströmen aufgebaut wurden, wie die großen Dome Alpha und Beta beim Krater Arago.

Flankenwinkel verschiedener Klassen lunarer effusiver Dome. Quelle: http://lunardomeatlas.blogspot.de/





Lunare Cones sind domeähnliche Strukturen, doch im Durchmesser mit 1 bis 5 Kilometer wesentlich kleiner. Cones sind oft mit Spalten assoziiert (waagerecht liegende Förderkanäle) und haben oft eine sehr längliche Form.

Beispiel für lunare Cones – die im Bereich unseres Aufnahmeequipments liegen – sind beispielsweise der Cone Lassell und MC1 (gelegen im Milichius Domefeld). Grenzwertig für die Fotografie mit einem 14 Zoll Teleskop sind die Cone Osiris und Isis im Mare Tranquilitatis.

Der lunare Cone LASSELL nahe dem Krater Lassell D (© LRO Team/NASA).

Intrusive lunare Dome unterscheiden sich von den effusiven Domen vor allem in den Flankenwinkeln der Aufwölbung. Diese liegen meist unterhalb eines Winkelgrades und die

Schnitt durch ein intrusives Plateau - z.B. Valentine Dome

Quelle: http://lunardomeatlas.blogspot.de/

Strukturen sind meist deutlich größer. Während die effusiven Dome Durchmesser zwischen 5 bis 15 Kilometer erreichen, liegen die der intrusiven Dome in Bereichen zwischen 20 bis 60 Kilometer. Die größeren werden dann auch als Plateaus, Super- oder Megadome Plateaus bezeichnet. Ein Spaziergänger würde diese Aufwölbungen wahrscheinlich gar nicht bemerken.

Ein weiterer Unterschied zu den effusiven Domen ist der, dass intrusive Strukturen häufig mit linearen Rillen (Bruchzonen) und sinusförmigen Rillen (Förderkanäle) assoziiert sind. Intrusive Strukturen unterscheiden sich auch farblich deutlich von den sie umgebenen Gesteinen – sie reflektieren deutlich mehr rotes Licht. Beispiele dafür sind Mons Hansteen und die Gruithuisen Dome (stark hochviskose Lava). Gelegentlich sind intrusive Strukturen auch mit effusivem Vulkanismus vermischt, deutlich sichtbar beispielsweise am Mons Rümker, einer 60 Kilometer großen intrusiven Struktur auf dessen Oberfläche mindestens 6 effusive Dome beobachtbar sind.

Intrusive Strukturen werden in folgende Klassen unterteilt

- **In1**: Dimension größer 25 Kilometer, Flankenwinkel zwischen 0.2 bis 0.6 Grad, assoziiert mit linearen oder kurvenförmig verlaufenden Rillen (z.B. die Valentine Dome)
- **In2**: Dimensionen zwischen 15 bis 25 Kilometer mit steileren Flanken zwischen 0.3 und 0.9 Grad (z.B. Gruithuisen Dome) und
- **In3**: Dimension zwischen 13 und 20 Kilometer mit Flankenwinkeln kleiner 0.3 Grad (z.B. Kies 2)

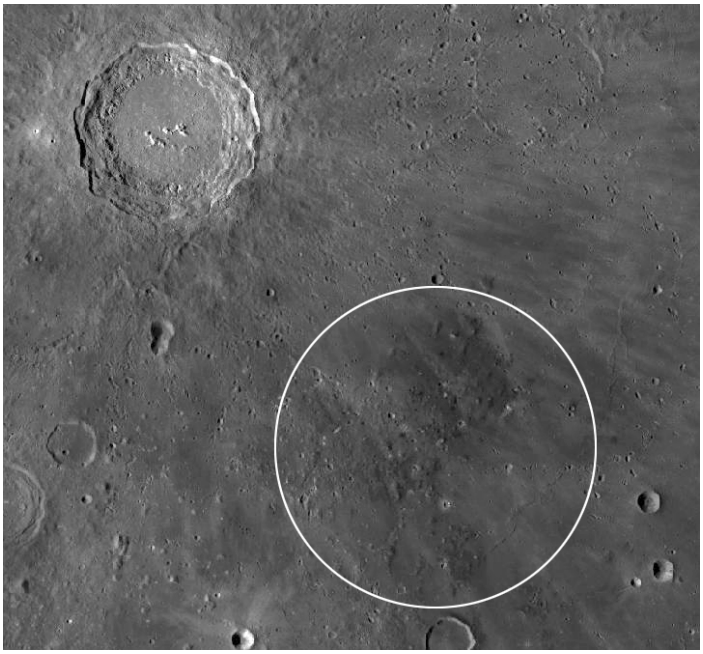
< Das Bild links zeigt ein Beispiel für ein großes intrusives Plateau in der Nähe des Kraters Aghatarchides östlich des Kraters Gassendi.

Es trägt den inoffiziellen Namen „The Helmet“ weil es dem Helm von Dark Vader aus den Star Wars Filmen ähnelt

In der Wissenschaft gibt es den Fachbereich der **Rheologie**. Sie beschreibt hauptsächlich das Fließ- und Verformungsverhalten von Materie in Abhängigkeit von Viskosität, Temperatur und anderen Faktoren. Zusammen mit der Rheologie, geometrischen Abmessungen, der Morphologie und vieler anderer Faktoren haben Wissenschaftler - beginnend mit den 60er- und 70er Jahren im letzten Jahrhundert und bis heute - für viele der lunaren Dome Details wie Fließgeschwindigkeit, Viskosität und Magmavolumen dieser Strukturen bestimmt. Wer sich ausführlich damit beschäftigen will, lese hier nach[3] oder schaue im Internet nach[4].

Während die Bestimmung geometrischer Dimensionen der lunaren Strukturen früher mühsam war (Höhen mussten über Schattenwürfe durch Mikrometermessungen bestimmt werden) hat es selbst der Amateurastronom heute einfach. Man ruft einfach folgende Website [5] mit der digitalen online Mondkarte des Lunar Reconnaissance Orbiter Teams auf, klicke dort das „Messwerkzeug“ (Schraubenschlüssel rechts oben in der Ecke) an, wähle die Option „Line Tool“ und lege eine Schnittlinie durch das Objekt welches vermessen werden soll und man bekommt sofort und online die geometrischen Abmessungen wie Durchmesser und Höhe in wenigen Metern genau angezeigt.

[3] Lunar Domes – Properties and Formation Processes, Springer Verlag, ISBN: 978-88-470-2636-0
[4] http://lunardomeatlas.blogspot.de/
[5] http://target.lroc.asu.edu/q3/



Pyroklastische Deposits (LPD)

Als pyroklasisches Deposit (LPDs = Lunar pyroclastic deposits) werden Gebiete auf der Mondoberfläche genannt, die mit sehr dunklem (Mantel-) Material bedeckt sind. Es gibt kleinere Gebiete aber auch sehr große Gebiete von hunderten von km^2 Fläche.

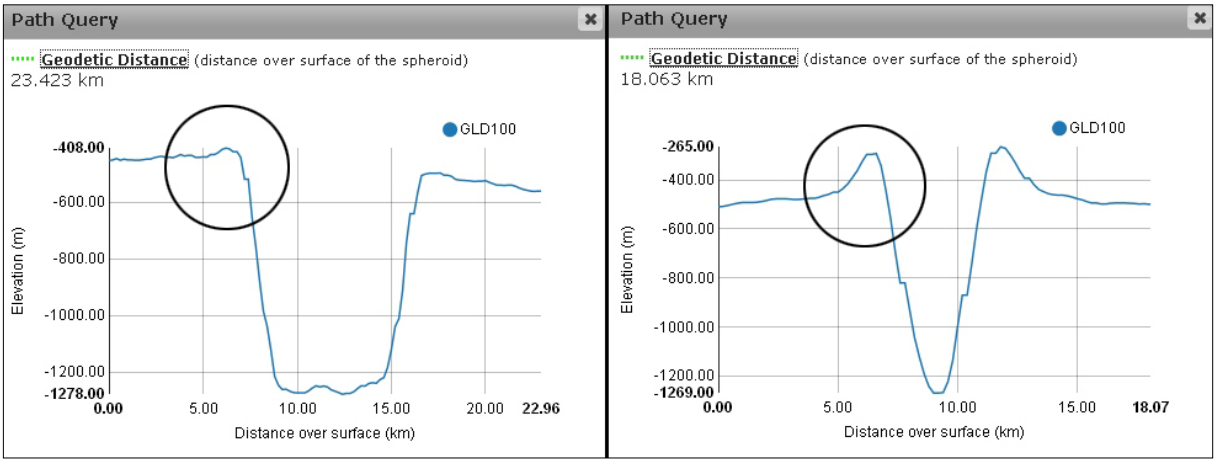
Sie resultieren aus dem explosiven Vulkanismus, wobei das austretende Magma durch einen stark komprimierten Gasanteil beim Austritt aus dem Förderschlot explosionsartig in kleine Partikel auseinander gerissen wird und über ein großes Gebiet verteilt wird.

Pyroclastic Deposit südöstlich von Kopernikus

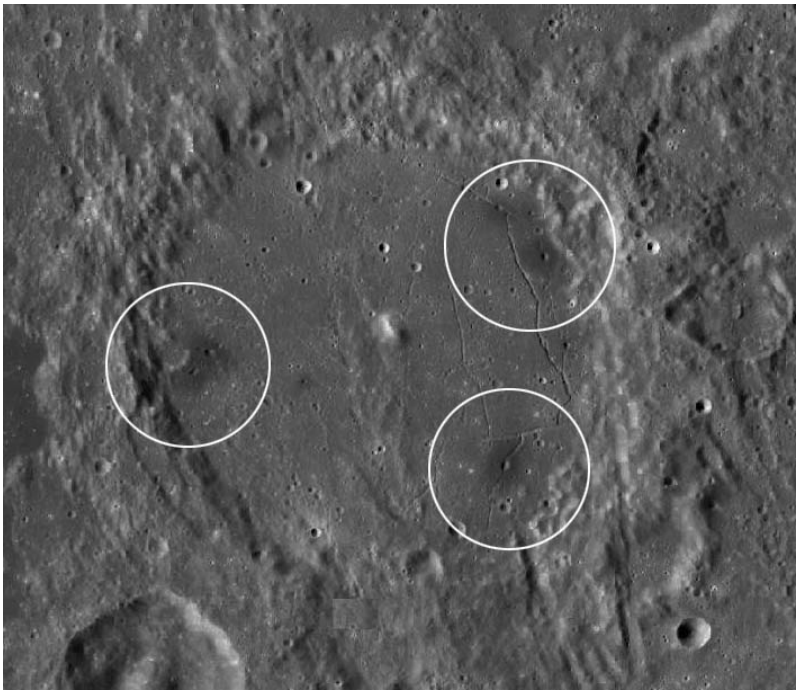
Das pyroklastische Gebiet bei Kopernikus ähnelt stark den Marius Hills am Westrand des Mondes, ist jedoch wesentlich kleiner. Pyroklastische Deposits sind oft mit domeähnlichen Strukturen assoziiert. Ein weiteres großes Gebiet mit pyroklastischen Ascheablagerungen ist das Aristarch Plateau, dass viele Formen lunaren Vulkanismus aufweist.

Während die kleineren Flächen oft mit Domen, Spalten und sinusförmigen Rillen assoziiert sind, ist bei den großen Flächen oft der Ursprung des eruptiven Vulkanismus nicht mehr zu lokalisieren (wahrscheinlich waren es großflächige Spalteneruptionen).

Vulkanische Calderen lassen sich eindeutig von normalen kleinen Impaktkratern unterscheiden, weil sie keinen Kraterwall besitzen. Misst man Höhenprofile selbst kleinster Impaktkrater, so wird immer ein Kraterwall sichtbar. Bei Calderen mit pyroklastischer Umgebung fehlen diese Kraterwälle, die Krater fallen einfach flach in ihre Umgebung ab.



Höhenprofile einer Caldera (Hyginus, links) und eines kleinen normalen Impaktkrater (Hyginus A, rechts). Deutlich wird der Unterschied zwischen Caldera und Impaktkrater sichtbar.

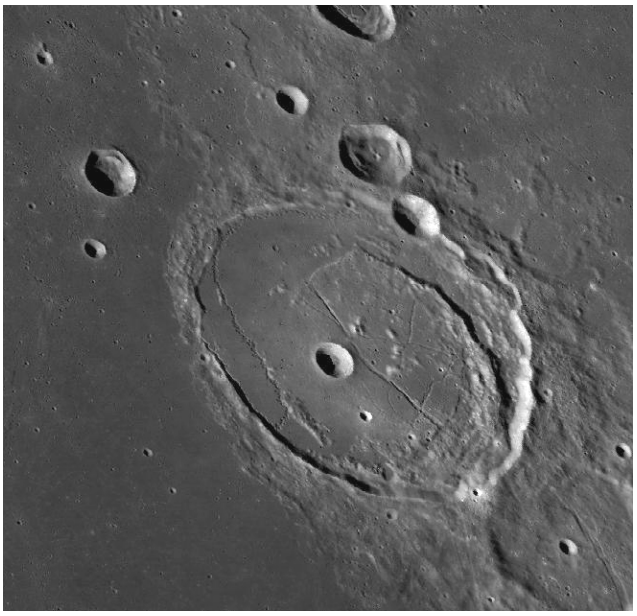


Beispiele von pyroklastischen Ablagerungen – assoziiert mit Spalten und kleinen Calderen - sind die Gebiete im Krater Alphonsus, der Rima Doppelmayer in deren Nähe auch ein großer lunarer Dome (Liebig G1) liegt und auf dem Kraterboden von Atlas und Taruntius. Großflächige Gebiete liegen im Mare Vaporum, direkt nördlich der Rima Hyginus und südöstlich vom Krater Kopernikus.

< Pyroklastische Deposits um kleine Calderen im Krater Alphonsus

Diese dunklen Ablagerungen zeigen sich im Gegensatz zu allen anderen Strukturen des lunaren Vulkanismus am besten bei einer Vollmondbeleuchtung. Sie heben sich dann als dunkle Flecke vor der hellen Mondoberfläche ab.

Floor Fractured Krater (FFC)



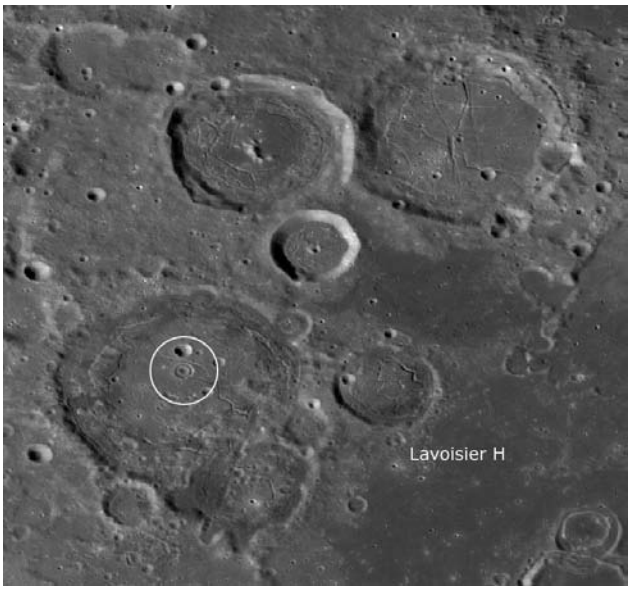
> FFC-Krater Posidonius am Rande des Mare Serenitatis

Floor fractured Krater sind normale Impaktkrater, die auf dem Kraterboden ein ausgeprägtes Spalten/Rillensystem aufweisen. Sie haben meist Durchmesser größer 40 Kilometer und liegen fast ausschließlich in den Randgebieten der großen Mondmare. Ihre Entstehung kann wie folgt beschrieben werden: während die Lavaflüsse die Impaktbecken fluteten, wurde auch Magma durch Spalten im Mondmantel unter diese Krater gepresst. Unter dem immensen Druck der Magmen wurden die Kraterböden langsam angehoben (land uplift) und wenn die Spannung in der bereits erkalteten Lava im Kraterinnern zu groß wurde, bildeten sich die Rillen und Spalten im Kraterboden – meist konzentrisch im Randbereich der Krater. Ein Paradebeispiel dafür ist der Krater Pitatus im südlichen Bereich des Mare Nubium. Vereinzelt trat durch diese Spalten dann auch noch Lava aus, bzw. wie im Fall von Alphonsus gab es in Teilbereichen der Spalten pyroklastischen Vulkanismus. Im Prinzip sind die FF-Krater also durch eine Mischung von intrusiven und effusiven/pyroklastischen Vulkanismus geformt worden.

Später – aber noch während die Impaktbecken geflutet wurden - senkten sich die Maregebiete im Zentrum unter dem gewaltigen Gewicht der bis zu 5 Kilometer mächtigen Lavaschilde ab. Durch dieses Einsinken kippten (tilting) auch die FF-Krater in Richtung zur Maremitte und die dortigen Kraterwälle wurden überflutet. FF-Krater sind also recht alte

Gebilde und wurden während der großen Flutungen in der Zeit vor 2.5 bis 3.5 Milliarden Jahren geformt.

Ein großartiges Beispiel für einen Floor Fractured Krater mit folgendem pyroklastischen Vulkanismus ist Alphonsus. Beispiele für „tilted“ FF-Krater sind beispielsweise Posidonius und Gassendi. Auch Sinus Iridum ist ein sehr schönes Beipiel für einen „tilted“ sehr großen Krater, wobei Sinus Iridum wohl eher ein kleines Impaktbecken, halb so groß wie das Mare Crisium, ist.

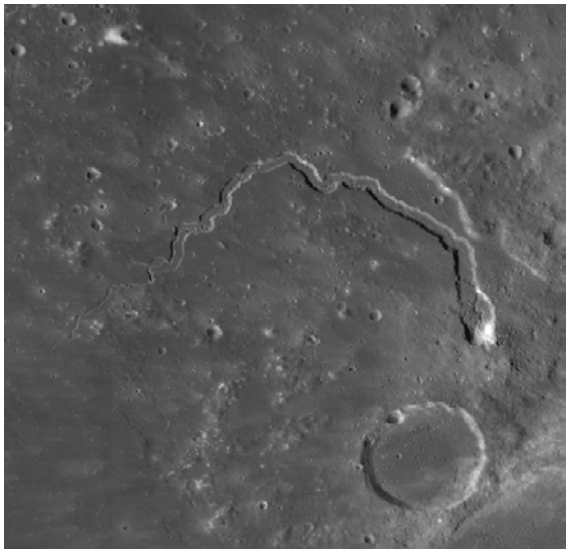


Ein besonders eindrucksvolles Gebiet solcher Krater liegt im Sinus Roris und steht so randnah, dass eine Beobachtung von der Erde leider nicht möglich ist. Es ist ein ganzer Cluster von FF-Kratern um den großen Krater Lavoisier gruppiert. Im kleineren Krater Lavoisier H kann man deutlich die Aufwölbung des Kraterbodens sehen. Er hat einen Durchmesser von ca. 20 Kilometer und der Kraterboden in der Mitte liegt mehr als 200 Meter höher als der Kraterboden am Kraterrand. Ziemlich mittig im Kraterboden von Lavoisier liegt auch einer der merkwürdigen konzentrischen Doppelkrater.

< Die Krater Lavoisier und Lavoisier H., mit Kreis markiert der konzentrische Doppelkrater (© LRO Team/NASA)

Sinusförmige Rillen

Sinusförmige Rillen repräsentieren alte – annähernd waagerecht liegende - Förderkanäle von Magma und sie sind in fast allen Fällen mit einem vulkanischen Schlot assoziiert. Nachdem die Lavaströme versiegt waren, sind die Decken unter der Gravitation eingestürzt und die ehemaligen Förderkanäle liegen nun offen. Sie haben teilweise Breiten von einigen Kilometern, Tiefen von einigen Hundert Metern und Längen von teilweise einigen Hundert Kilometern. Solche sinusförmigen Förderkanäle können heute noch auf der Insel Hawaii besichtigt, teilweise sogar begangen werden.

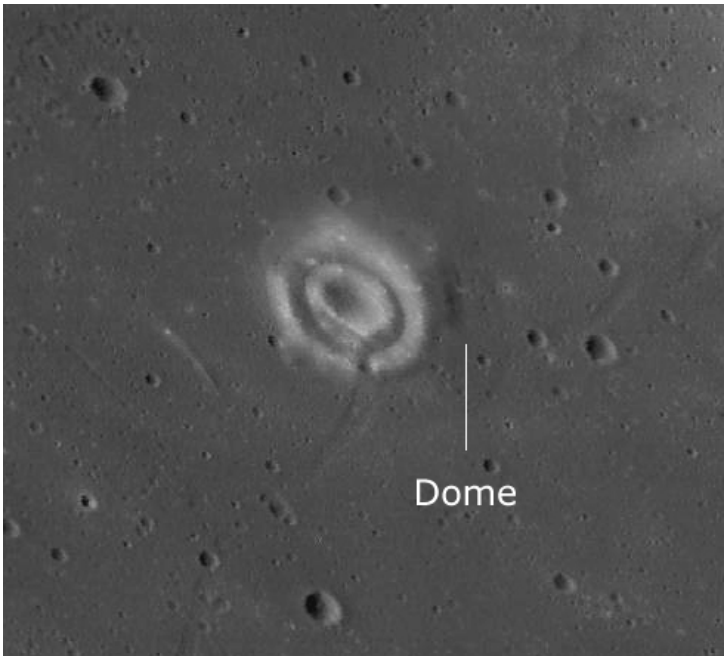


Das Vallis Schröters auf dem Aristarch Plateau. Am Anfang der Rille liegt der „Kobrakopf“, der Förderkanal des Lavastromes der nach Beendigung des Vulkanismus kollabiert ist (© LRO Team/NASA)

Die größten Beispiele auf dem Mond sind das Vallis Schröter auf dem Aristarch Plateau und die Hadleyrille in deren direkter Nähe im Jahr 1971 die Apollo 15 Mission gelandet ist. Wesentlich feinere, jedoch auch sehr lange sinusförmige Rillen, sind die Rima Herigonius (östlich von Gassendi) und Rima Marius (nördlich des Domefeldes Marius Hills).

Ein besonders eindrucksvolles Beispiel ist die sinusförmige Rille im „tilted“ Krater Posidonius. Sie ist vielfach gewunden, geformt durch extrem flüssige und heiße, in sich selbst verwirbelte Lavaströme.

Sondertypen lunaren Vulkanismus



Konzentrische Doppelkrater
Es gibt auf der Vorderseite des Mondes eine geringe Anzahl von ca. 50 so genannten konzentrischen Doppelkratern. Ihre Entstehung ist bislang weitgehend ungeklärt, es gibt verschiedene Theorien dazu (eine Koordinatenliste mit 51 konzentrischen Kratern von Charles A. Wood ist hier zu finden[6]). Die größten der Amateurbeobachtung zugänglichen Doppelkater sind Hesiodus A (östlich Pitatus), Crozier H im nördlichen Teil des Mare Fecunditatis und Picard im Mare Crisium.

< Der konzentrische Doppelkrater Marth im Palus Epidemiarum liegt auf einer Dome ähnlichen Struktur (© LRO Team/NASA).

Alle anderen sind wesentlich kleiner und/oder liegen nahe am Mondrand, dass die Doppelstruktur in Amateurteleskopen wegen der starken perspektivischen Verzerrung nicht auflösbar ist.

Fast alle liegen in der Nähe von Maregebieten. Untersuchungen haben gezeigt, dass sie im Mittel einen Durchmesser von 8 Kilometer haben und der innere Ring ziemlich genau den halben Durchmesser vom äußeren Wall hat.

Nun liegen aber einige (aber eben nicht alle) dieser Doppelkrater auf leichten domeähnlichen Erhöhungen, die offensichtlich vulkanischen Ursprungs sind. Beispiele dafür sind Archytas (Mare Frigoris), Mairan T Sinus Roris) und Marth im Palus Epidemiarum. Die Dome darunter sind so klein und flach, dass im Amateurbereich wirklich außerordentlich flache Sonneneinstrahlung nötig ist, um sie sichtbar zu machen.

Sind sie eine Kombination aus normalem Impaktkrater und lunarem Vulkanismus? Möglicherweise erst ein normaler Impakt auf den lunaren Dome und folgend ein ringförmiges Ausfließen von sehr zähviskoser Lava (vergleichbar vielleicht mit Pflaumenmus)?

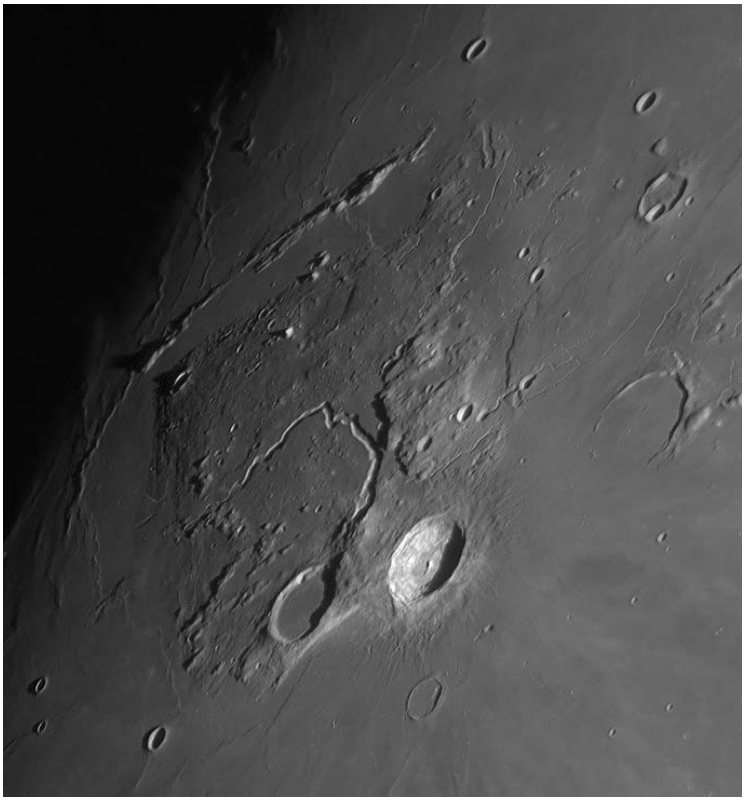
Verschiede Entstehungshypothesen finden Sie hier beschrieben.[7]

---

[6] http://www.alpo-astronomy.org/djalpo/56-1/Concentric%20Lunar%20Craters.pdf
[7] Lunar Domes – Properties and Formation Processes, Springer Verlag, ISBN: 978-88-470-2636-0

Das Aristarch Plateau

Das Aristarch Plateau (170 x 200 Kilomter), gelegen im Oceanus Procellarum, ist insofern ein Sonderfall lunaren Vulkanismus, weil seine Entstehung nicht im Detail erklärbar ist. Es hat die Form eines Rhombus und liegt im Mittel – völlig isoliert – bis zu 2 Kilometer über den Lavaschichten des Oceanus Procellarum und ist komplett mit einer bis zu 30 Zentimeter mächtigen pyroklastischen Ascheablagerung bedeckt. Diese Ascheablagerungen wurden aber - wie abgeschnitten - außerhalb des Plateaus von den Lavaflüssen des Oceanus Procellarum bedeckt. Dies lässt vermuten, dass das Plaetau bereits vor dem Impakt der das Procellarum Becken schuf, vorhanden war. Auch Kraterzählungen (lunare Stratigrafie) zeigen, dass die Kraterdichte auf dem Plateau wesentlich höher ist, als auf den umliegenden Lavaschichten – also deutlich älter sein muss.



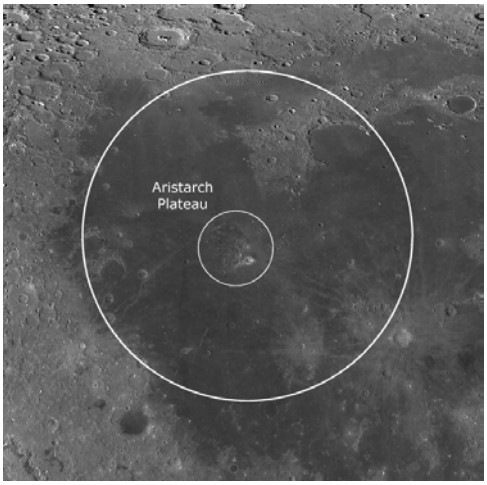
Am südwestlichen Rand des Plateaus liegt Aristarchus - einer der jüngsten Mondkrater, wahrscheinlich aus Zeit, als auch Tycho entstand. Neben der größten sinusförmigen Rille des Mondes – Vallis Schröter – finden sich ähnliche, aber kleiner Rillen die ihren Anfang in der Nähe des Kraters Prinz haben. Und der große vulkanische Schlot „Kobrakopf“ am Anfang des Vallis Schröter war wohl Ausgangspunkt der letzten und damit jüngsten Lavaströme, die in den nördlichen Teil des Oceanus Procellarum geflossen sind. Im Norden des Plateaus liegen in der Nähe des Kraters Wollaston kleinere effusive Dome. Ein weiterer – Herodotus 1 – liegt südlich des Plateaus.

Das Aristarch Plateau mit Vallis Schröter und den Kratern Herodotus und Aristarch

Es ist hier ein wenig wie die Frage nach der Henne und dem Ei - was geschah wie und in welcher zeitlichen Reihenfolge?

Wenn das Aristarch Plateau vor dem Impakt, der das Procellarum Becken aushob, schon vorhanden war (Kraterdichte), stellt sich die Frage „warum liegt es so hoch“ (keine Plattentektonik) und warum wurde es dann bei dem Impakt nicht zerstört?

Wurde das Plateau durch den Impakt angehoben (uplift), ist es dann eventuell der Rest des Zentralgebirges? Dann läge es etwas unsymmetrisch und dann müsste der pyroklastische Vulkanismus vor dem Fluten des Beckens entstanden sein. Oder gab es über Hunderte von Millionen Jahren viele Tausende von vulkanisch aktiven Phasen auf dem Plateau.



Vielleicht wird das „geheimnisvolle“ Aristarchus Plateau Ziel IHRER nächsten Mondbeobachtung werden?

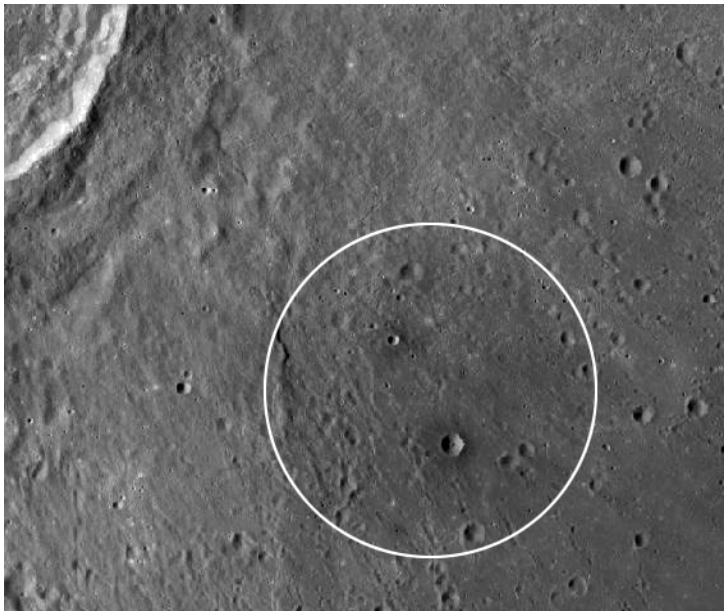
< Lage des Aristarch Plateau als putatives Zentralgebirge des Imbrium Impakts und den folgenden großen Lavaflüssen.

Weitere Begriffe im Zusammenhang mit lunarem Vulkanismus sind

Dark Halo Krater (DHC)

Dark Halo Krater sehen den Calderen in pyroklastischen Gebieten sehr ähnlich, dürfen aber mit diesen nicht verwechselt werden. Im Gegensatz zu den Calderen sind die DHCs normale Impaktkrater, wobei durch den Einschlag dunkles (bereits erkaltetes) Mantelmaterial auf die Oberfläche gefördert wurde. Auch sie sind am deutlichsten unter Vollmondbeleuchtung sichtbar.

Beispiele für DH-Krater sind Beaumont L im Mare Nectaris und Kopernikus H direkt südlich des großen Kraters Kopernikus.



Zwei kleine Dark Halo Krater in Mare Nectaris, der größere ist Beaumont L

Lunare Kipukas

Der Begriff **KIPUKA** stammt aus der Terminologie des Vulkanismus auf Hawaii. Er bezeichnet erhöht liegende Geländegebiete, die von Lavaströmen um- aber nicht überflutet wurden. Somit unterscheiden sich Kipukas natürlich morphologisch von der sie umgebenden Lava.

Das bekannteste Beispiel für einen lunaren Kipuka ist Darney Chi im Mare Nubium.

© 2019 by W. Paech + F. Hofmann