

METEORITENBOMBARDEMENT UND
DATIERUNG PLANETARER OBERFLÄCHEN

H A B I L I T A T I O N S S C H R I F T

ZUR

ERLANGUNG DER VENIA LEGENDI

FÜR DAS FACH GEOPHYSIK

IN DER FAKULTÄT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

DER

LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT

MÜNCHEN

VORGELEGT VON

GERHARD NEUKUM

FEBRUAR 1983

VORWORT

Die ersten größeren Beiträge zum Thema dieser Arbeit entstanden zu der Zeit, da ich am Max-Planck-Institut für Kernphysik in Heidelberg in der Gruppe von Herrn Prof. Dr. Fechtig tätig war. Ihm sei für die Unterstützung gedankt, die er mir und dem Arbeitsgebiet gegeben hat, vor allem zur Zeit meines Wechsels nach München (1976/1977) an das Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie. Dort wurden die planetologischen Arbeiten unter der Obhut von Prof. Dr. Bodechtel mit großer Unterstützung durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft fortgeführt. Herrn Bodechtel sei hier besonders für die Förderung gedankt, die die Arbeitsgruppe Planetologie und ich in seiner Abteilung für Photogeologie und Fernerkundung und der Zentralstelle für Geophotogrammetrie und Fernerkundung erfahren haben. In jener Zeit entstanden auch die wesentlichen Arbeiten zur Chronologie der Entwicklung des Planeten Mars, die ich in enger Zusammenarbeit mit Herrn Dr. Hiller ausführte.

Mein Wechsel und der der Arbeitsgruppe Planetologie (1981/1982) an die Deutsche Forschungs- und Versuchsanstalt für Luft- und Raumfahrt (DFVLR) e. V., Forschungszentrum Oberpfaffenhofen, war eng verbunden mit meinem Engagement im Kamera-Experiment der Galileo-Mission (Jupiter Orbiter and Probe Mission), die Ende des Jahrzehnts weitere sehr verbesserte Daten über das Jupiter-System liefern wird. Ein Teil der Untersuchungen über das Meteoritenbombardement der Galileischen Satelliten des Jupiter ist im Rahmen der Vorarbeiten für dieses Projekt durchgeführt worden. Es sei der DFVLR für die Unterstützung des Arbeitsgebietes gedankt; die großzügige Förderung meiner Arbeiten durch Herrn Prof. Dr. Lanzl, Direktor des Instituts für Optoelektronik, ist hier besonders hervorzuheben.

Mit dem Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik bin ich seit längerem, insbesondere durch gemeinsame Interessen im Bereich der Einschlagsvorgänge, verbunden. Herrn Dr. Pohl sei für die Unterstützung gedankt, die er mir bei der Ausarbeitung der Skalierungsgesetze hat zukommen lassen und für die sorgfältige Durchsicht des Manuskripts.

Besondere Anerkennung verdient das Engagement meiner Kollegen, Dr. Hiller, Dr. Horedt, Herr Nagel und Frau Eixenberger, die mich tatkräftig im Verlauf der Ausarbeitung und Endfertigung der Schrift unterstützt haben.

Die hier durchgeführten planetologischen Arbeiten wären nicht möglich gewesen ohne die großzügige Unterstützung durch die NASA (Office of Space Science), durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT) und die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG).

| | Seite |
|--|-------|
| I. EINLEITUNG | |
| I.1. Bedeutung der Alterserfassung beim Studium des physikalischen Zustands und der geologi- schen Entwicklung planetarer Körper | 1 |
| I.2. Einschlagskrater-Häufigkeiten als Abbilder der Meteoriten-Populationen | 1 |
| I.3. Zielsetzung der Arbeit | 6 |
| II. ÜBERBLICK ÜBER OBERFLÄCHENSTRUKTUREN UND ENTWICKLUNG DER TERRESTRISCHEN PLANETEN UND DER MONDE VON JUPITER UND SATURN | 11 |
| III. METHODIK DER ANALYSE VON EINSCHLAGSKRATER-HÄUFIGKEITEN | 35 |
| III.1. Datenerfassung und Datenreduktion | 35 |
| III.1.1. Art der Bilddaten und des Kartenmaterials | 35 |
| III.1.2. Bilddatenverarbeitung | 36 |
| III.1.3. Bildanalyse und Datenreduktion | 36 |
| III.2. Zusammenhang zwischen Krater-Produktionsvertei- lung und Krater-Retentionsaltern | 37 |
| III.3. Verschiedene Darstellungen der Krater-Häufig- keits-Größen-Verteilung | 40 |
| III.3.1. Kumulative Verteilung | 41 |
| III.3.2. Differentielle Verteilung | 43 |
| III.3.3. Inkrementale Verteilung | 43 |
| III.3.4. Relative Verteilung | 46 |
| III.4. Modifikation der Produktionsverteilung durch Einwirkung exogener und endogener Prozesse | 47 |
| III.4.1. Impakt-Superposition und Equilibriumsverteilung | 47 |
| III.4.2. Erosion und Sedimentation | 52 |
| III.4.3. Kontamination durch Sekundärkrater und durch vulkanische Krater | 57 |
| IV. PRODUKTIONS-KRATERGRÖSSEN-VERTEILUNGEN UND EINSCHLAGS- CHRONOLOGIE DES ERDE-MOND-SYSTEMS | 62 |
| IV.1. Analyse der Produktions-Kratergrößen-Vertei- lungen des Erdmondes | 62 |
| IV.1.1. Die lunare Standard- oder Kalibrationsverteilung | 71 |
| IV.1.2. Größenverteilung auf den ältesten Oberflächen des Mondes | 71 |
| IV.1.3. Die Population von Sub-Kilometer-Kratern: Primäre oder sekundäre Krater? | 76 |

| | | |
|---------|---|-----|
| IV.2. | Empirische Beziehung zwischen Kraterhäufigkeiten und radiometrischen Altern | 81 |
| IV.2.1. | Einschlagschronologie des Mondes | 82 |
| IV.2.2. | Zeitabhängigkeit der Einschlagsrate | 98 |
| IV.2.3. | Gab es einen "terminal cataclysm" des Meteoritenbombardements vor $4 \cdot 10^9$ Jahren? | 102 |
| IV.3. | Beispiele relativer und absoluter Datierung lunarer Strukturen über Kraterhäufigkeits- analysen | 109 |
| V. | PRODUKTIONS-KRATERGRÖSSEN-VERTEILUNG UND EINSCHLAGS- CHRONOLOGIE DES PLANETEN MARS | 113 |
| V.1. | Analyse der Produktions-Kratergrößenverteilung des Mars | 113 |
| V.2. | Einschlagschronologie des Mars | 121 |
| V.3 | Chronologie der geologischen Entwicklung des Planeten Mars | 124 |
| VI. | CHARAKTERISTIKEN DER KRATERPOPULATIONEN DES PLANETEN MERKUR | 130 |
| VII. | EMPIRISCHE ABLEITUNG DER EINSCHLAGSCHRONOLOGIE DES MERKUR | 133 |
| VIII. | CHARAKTERISTIKEN DER ÄLTESTEN KRATERPOPULATIONEN DER MONDE VON JUPITER UND SATURN | 137 |
| IX. | VERGLEICH DES FRÜHEN METEORITENBOMBARDEMENTS DER TERRESTRISCHEN PLANETEN UND DER MONDE DER GROSSEN PLANETEN | 143 |
| IX.1. | Vergleich der Verteilungscharakteristiken | 143 |
| IX.2. | Zusammenhang zwischen Kratergröße und Projektilenergie (Skalierungsgesetze) | 147 |
| IX.3. | Charakteristische Geschwindigkeiten und mittlere Lebensdauern | 154 |
| X. | ZUSAMMENFASSUNG | 170 |
| XI. | LITERATURVERZEICHNIS | 175 |

I. EINLEITUNG

I.1. Bedeutung der Altersbestimmung beim Studium des physikalischen Zustands und der geologischen Entwicklung planetarer Körper

Der physikalische Zustand eines Planeten oder seine geologische Entwicklung läßt sich mittels einer Reihe von Methoden und Meßverfahren erfassen. Dazu gehören z. B. physikalische Meßdaten aus dem Bereich der Altimetrie, Gravimetrie, oder der Magnetometrie, die in den planetaren Missionen der letzten fünfzehn Jahre gewöhnlich von Umlaufbahnen aus gewonnen wurden, oder Informationen über den Wärmefluß, über Petrographie, chemische Zusammensetzung, radiometrische Alter etc. welche durch Landungen auf den Planeten und Messungen an zur Erde mitgebrachten Proben (oder an Meteoriten) gewonnen werden können.

Besondere Aussagekraft bezüglich der globalen Erfassung des physikalischen Zustandes und der geologischen Entwicklung hat die fernerkundlich-photogeologische Untersuchung der Planeten im Vergleich zueinander und mit der Erde. Die Erfassung geomorphologisch-stratigraphischer Zusammenhänge erfolgt in ganz ähnlicher Weise wie auf der Erde: Das Auftreten bestimmter geomorphologischer Formen läßt Rückschlüsse auf ihre Genese und stratigraphische Stellung zu. Es läßt sich dadurch z. B. das Auftreten von Vulkanismus, Wasser, Wind, Impaktereignissen und tektonischen Prozessen erkennen. Die Ausbildung einzelner geomorphologischer Formen wird allerdings in vielen Fällen von den physikalischen Gegebenheiten des Planeten wie Masse, Oberflächengravitation, Temperatur, vom Chemismus, oder bei Planeten mit einer Atmosphäre, von Atmosphärendruck und Windgeschwindigkeit bestimmt. Das vergleichende Studium des physikalischen Zustands und der geologischen Entwicklung von Planeten bedarf deshalb zusätzlich zu den fernerkundlich-

photogeologischen Daten möglichst vieler weiterer Meßdaten aus den genannten Bereichen zur Absicherung der Interpretationen.

Einen besonderen Stellenwert in diesen Untersuchungen nimmt die Frage des zeitlichen Ablaufs der Entwicklung eines Planeten und der Ausbildung seiner heute sichtbaren Oberflächenstrukturen ein. Nur über die Alterserfassung können individuelle planetare Evolutionsabläufe verstanden werden. Außerdem erlaubt eine absolute Altersaussage die zeitliche Eichung der über photogeologische Methoden gewonnenen stratigraphischen Systeme der Planeten. Letzlich sind alle Modelle der thermischen Entwicklung eines Planeten direkt von Altersaussagen abhängig.

Die direkte radiometrische Altersbestimmung ist bisher nur für die Erde, den Erdmond und für Meteorite möglich durch den direkten Zugang zu Gesteinsproben und deren Untersuchung im Labor. Eine Altersbestimmung für die anderen Planeten (und auch für den Erdmond global gesehen) kann bisher nur mit den genannten fernerkundlich-photogeologischen Methoden, durch Erfassung der geomorphologisch-stratigraphischen Zusammenhänge und besonders durch Ausmessung und Interpretation von Einschlagskraterhäufigkeiten durchgeführt werden.

Die relative und absolute Altersbestimmung über Einschlagskraterhäufigkeiten hat sich in den letzten zehn Jahren als immer besser abgestützte und verfeinerte neue Methode herausgebildet. Die Methode ist immer dann mit Erfolg anwendbar, wenn eine statistisch ausreichende Zahl von Einschlagskratern auf Bilddaten erfaßbar ist. Die bildhafte Erfassung der Oberflächen der terrestrischen Planeten und der Monde des Jupiter und Saturn hat gezeigt, daß fast alle diese Körper von Einschlagskratern bedeckt sind. Anders als die Erde sind die meisten anderen genannten planetaren Körper (einschließlich Erdmond) wesentlich weniger durch

endogene und exogene Prozesse überformt worden (Venus vielleicht ausgenommen), und wir sehen in den meisten Fällen viel weiter in die Vergangenheit zurück, in der die Einschlagsraten und somit die Zahl der gebildeten Krater wesentlich höher waren. Somit erlauben uns Messungen der Kraterhäufigkeiten auf den Planeten in vielen Fällen eine gute relative und absolute Datierung von Strukturen, die Milliarden Jahre alt sind, ganz im Gegenteil zur Erde, wo durch die große Dynamik ihrer Entwicklung für solche Zeiten die Altersinformation nur sehr spärlich und lückenhaft ist.

Vor allem die Untersuchung der Kraterpopulationen des Erdmondes in Verbindung mit der Bestimmung radiometrischer Alter an den Gesteinsproben der amerikanischen Apollo-Mondlandungen und der sowjetischen Luna-Missionen haben uns einen Einblick in die Frühgeschichte des Erde-Mond-Systems gegeben, in die Zeit des intensiven Meteoritenbombardements vor 4.5 bis 3.8 Milliarden Jahren und in die Chronologie der frühen geologischen Entwicklung des Mondes. Mit diesen Missionen und den folgenden Missionen zu den inneren terrestrischen Planeten Merkur, Venus, Mars und den großen äußeren Planeten Jupiter und Saturn und ihren Satelliten haben wir gelernt, daß fast alle diese Körper eine frühe Phase hoher exogener und endogener Aktivität erlebt haben, deren Spuren wir in großen Teilen noch heute auf den Oberflächen erkennen und analysieren können. Dieses neue überraschende Erkenntnis haben wir zu einem großen Teil den Daten der Kamera-Experimente der amerikanischen Planeten-Missionen und der nachfolgenden Erfassung der Chronologie des Meteoritenbombardements und der geologischen Entwicklung durch fernerkundlich-photogeologische Auswertung und Altersbestimmung zu verdanken. Da wir von anderen Planeten in der vorhersehbaren Zukunft keine Gesteinsproben bekommen werden, kommt den fernerkundlichen Methoden zur Altersbestimmung und der Erforschung des physikalischen Zustands und der geologischen Entwicklung der Planeten in den nächsten Jahrzehnten eine große Bedeutung zu.

I.2. Einschlagskrater-Häufigkeiten als Abbilder der Meteoriten- Populationen

Untersuchungen der Krater-Häufigkeiten und ihrer Größenverteilungen auf den terrestrischen Planeten und den Monden von Jupiter und Saturn erlauben neben der Anwendung zur Datierung von geologischen Strukturen eine Aussage über Einschlagsraten der Meteorite und über deren Größenverteilung in der Umgebung der planetaren Körper. Dieser Zusammenhang ergibt sich dadurch, daß für gegebene Geschwindigkeiten und gegebenes Targetmaterial eines bestimmten Planeten ein Meteorit mit einer bestimmten Masse m einen Kraterdurchmesser D erzeugt, der in erster Ordnung eine Funktion von m ist. Somit sind die auf einer zu einem bestimmten Zeitpunkt exponierten Fläche über die Zeit bis heute akkumulierten, ungestörten Kraterhäufigkeitsverteilungen direkte Abbilder der Massen-Geschwindigkeitsverteilung der Meteoritenpopulationen. (Jeder erzeugte Krater muß heute noch unzerstört erkennbar sein.)

Unter Annahme einer mittleren Geschwindigkeit und unter Berücksichtigung der Target- und Projektilsdichten und des Einflusses der Oberflächen-Gravitation des planetaren Körpers auf die Dimensionen des Kraters lassen sich Kraterdurchmesser-Häufigkeitsverteilungen direkt in Massen-Häufigkeitsverteilungen der verursachenden Meteorite umrechnen.

Aber auch ohne die Herstellung direkter Beziehungen zwischen Kraterdurchmesser und Masse der Meteorite können Kraterdurchmesser-Häufigkeitsverteilungen in Abhängigkeit vom relativen oder absoluten Alter einer Targetfläche eines Planeten, auf der sie akkumuliert worden sind, zur Analyse des Massen-Geschwindigkeitsspektrums der erzeugenden Meteorite in Abhängigkeit von der Zeit verwendet werden.

Auf mehreren planetaren Körpern (z.B. Erdmond, Mars, Merkur, Ganymed, Callisto) sind Krater-Populationen aus der Zeit des intensiven Bombardements vor 4.5 bis 3.8 Milliarden Jahren bis zum heutigen Tag erhalten geblieben. Eine Analyse dieser Kraterpopulationen macht uns die Einschlagsrate, ihre Zeitabhängigkeit und das Durchmesser- bzw. Massenspektrum derjenigen Meteoriten-Populationen zugänglich, die von der Akkretionsphase* der planetaren Körper übriggeblieben waren. Damit können wir zumindest indirekte Schlüsse auf die Akkretionspopulationen (Populationen von Planetesimalen) der Planeten ziehen.

Im Falle des Erde-Mond-Systems kann durch Untersuchungen sehr verschieden alter Kraterpopulationen in Verbindung mit absoluter radiometrischer Information die zeitliche Abhängigkeit des Meteoritenbombardements und die Entwicklung des Massenspektrums der Meteorite von der Zeit der Post-Akkretionsphase von Erde und Mond bis in die jüngste Zeit (einige Millionen Jahre) verfolgt werden. Diese Studien bilden eine sehr wichtige Grundlage für das Verständnis der Abfolge des Meteoritenbombardements im inneren Sonnensystem und für die Monde des Jupiter und Saturn. Sie bilden eine notwendige Basis für die Interpretation der Chronologie des Meteoritenbombardements und der absoluten Altersbestimmung durch Krater-Statistiken bezüglich der anderen planetaren Körper, da deren Impaktgeschichte über die zumindest zum Teil gemeinsamen Meteoritenpopulationen gekoppelt ist und einige Schlüsse nur aufgrund der Extrapolation von lunaren Daten gewonnen werden können.

Ein wesentlicher Faktor in der relativen und absoluten Altersbestimmung über Kraterhäufigkeitsanalysen ist die Kenntnis der Kratergrößenverteilung über einen größeren

* Phase des Aufbaus der Planeten aus kleineren Körpern (Planetesimalen) vor ca. 4.6 Mrd. Jahren zur Zeit der Bildung des Sonnensystems.

Durchmesserbereich und die Abhängigkeit der Verteilung in diesem Durchmesserbereich von der Zeit, da in der Mehrzahl der Fälle zur Datierung verschieden alter oder unterschiedlich großer Strukturen Kraterhäufigkeiten nur in verschiedenen oftmals nicht überlappenden Durchmesserbereichen gemessen werden können. Ein Vergleich der Häufigkeiten kann dann nur über empirisch oder theoretisch ermittelte Verteilungsfunktionen erfolgen.

Aus den vorangegangenen Argumenten folgt, daß die Bestimmung des Alters von planetaren Strukturen über Einschlagskraterhäufigkeiten eng mit der Analyse der zeitlichen Entwicklung der Meteoritenpopulationen und ihrer Abbilder, den Kraterpopulationen bzw. ihren Durchmesser-Häufigkeitsverteilungen gekoppelt sind und in der Praxis eine aufeinander bezogene Analyse erforderlich ist.

I.3. Zielsetzung der Arbeit

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist, zum einen die technischen und methodischen Entwicklungen der relativen und absoluten Altersbestimmung über fernerkundliche Verfahren, insbesondere über die Analyse des Meteoritenbombardements (Einschlags-Chronologie) der terrestrischen Planeten und der Monde von Jupiter und Saturn aufzuzeigen; zum anderen wird die Methode zur relativen und absoluten Datierung von geologischen Strukturen vor allem des Erdmondes und des Planeten Mars angewendet und eine Übersicht der wesentlichen Ereignisse und ihrer Altersstellung in der geologischen Entwicklung dieser Körper gegeben. Die Behandlung der Thematik erfolgt weitgehend auf der Grundlage von eigenen Untersuchungen, aber auch in Verbindung und im Vergleich zu Arbeiten anderer Autoren.

Die Methode der Altersbestimmung über Kraterhäufigkeiten erscheint einfach: Einschlagskrater, die durch Meteorite (Asteroiden oder Kometen) gebildet werden, akkumulieren auf

einer Planetenoberfläche. Die Zahl der Krater auf einer ungestörten, nicht erodierten Oberfläche wächst mit dem Alter der Oberfläche bzw. je älter die Oberfläche ist (je länger sie dem Meteoritenbombardement ausgesetzt ist), desto mehr Krater zählen wir. Kraterhäufigkeiten (Anzahl/Fläche) einer stratigraphischen Einheit eines Planeten liefern uns ein Maß für das relative Alter dieser stratigraphischen Einheit, während Kraterhäufigkeiten dividiert durch mittlere Produktionsraten uns im Prinzip absolute Alter liefern (e.g. Hartmann, 1973, 1977; Neukum und Wise, 1976).

In Wirklichkeit ist die Methode sehr komplex, da eine wesentliche Voraussetzung, die im Vergleich zur Impaktakkumulation schnelle Bildung der geologischen Einheit und ihre weitere Ungestörtheit durch andere exogene und endogene Prozesse meist nicht gegeben ist. Eine Analyse der Kraterhäufigkeiten verlangt gewöhnlich eine umfangreiche photo-geologische Interpretation und ausgeklügelte Zähl- und Interpretationsmethoden.

Es gab schon früh Überlegungen bezüglich der Kraterpopulationen des Mondes als Einschlagskraterpopulationen (e.g. Gilbert, 1893; Wegener, 1920, 1921). Dennoch war die Frage, ob es sich bei den Mondkratern um Einschlagskrater oder vulkanische Krater handelt, lange Zeit umstritten (vgl. Baldwin, 1949, 1963) und ist letztlich erst mit den Apollo-Mondlandungen zugunsten der Einschlagshypothese ohne weiteren Zweifel entschieden worden (vgl. Taylor, 1975; Guest und Greeley, 1977). In den folgenden Jahren - mit den Missionen zu anderen Planeten und hochauflösenden Aufnahmen ihrer Oberflächen - wurde dann vollends evident, daß die Mehrzahl der Krater auf Merkur, Mars und den meisten Monden des Jupiter und Saturn ebenfalls Einschlagskrater sind. Die Argumente hierfür wurden durch photogeologische Untersuchungen der Morphologie geliefert und vor allem durch Studien der Kratergrößenverteilungen.

Die Datierung von Planetenoberflächen durch Kraterhäufigkeitsanalysen in ihrer modernen Form ist angewendet worden seit den grundlegenden Arbeiten von Öpik (1960) und Shoemaker et al. (1962), die aufgrund von Kraterzählungen und theoretischer Analyse von Einschlagsraten der Apollo-Asteroiden* und Kometen (Öpik) sowie Analysen von terrestrischen fossilen Kratern (Shoemaker) zum Schluß kamen, daß die lunaren Maria (die dunkel erscheinenden Tieflandgebiete) ca. 4.5 Milliarden Jahre alt sind (unter der Annahme konstanter Einschlagsrate). Diese Schlußfolgerung war nicht weit entfernt vom heute aus Mondgesteinsanalysen bekannten Alter von ca. 4 bis 3 Milliarden Jahren. Noch bessere Abschätzungen gelangen Baldwin (1964) und Hartmann (1965), die zu Altern von 2 bis 3 Milliarden Jahren bzw. 3.6 Milliarden Jahren kamen. Es wurde auch schon vor den Apollo-Landungen (die in den Jahren 1969 bis 1972 erfolgten) von Hartmann (1966a) erkannt, daß das Prä-Mare-Bombardement des lunaren Hochlandes durch eine Einschlagsrate erfolgt sein mußte, die erheblich höher war (bis zu mehreren hundertmal) als später zur Zeit der Mare-Bildung. Leider kam die Methode der Altersbestimmung zeitweilig in Mißkredit durch einige Autoren, die kurz vor der Zeit der Apollo-Landungen lunare Einschlagsraten nach oben revidierten (aufgrund von nur teilweise verstandenen und mißinterpretierten Meteor-daten), mit dem Effekt, daß die lunaren Altersabschätzungen kurz vor den Apollo-Landungen um einen Faktor 10 nach unten revidiert wurden.

Der Frage der Einschlagsrate auf dem Mond aufgrund von Ergebnissen der Apollo- und Luna-Missionen wird Kapitel IV gewidmet. Während die Einschlags-Chronologie für den Mond heute gut bestimmt ist, hat die Diskussion über die Raten auf den anderen Planeten nichts an Aktualität verloren, sondern war bis vor kurzem Gegenstand von wissenschaftlichen Kontroversen (vgl. Neukum und Wise, 1976, Neukum und Hiller,

* Erdbahnkreuzende Asteroiden

1981, Basaltic Volcanism Study Project, 1981). Inzwischen hat sich jedoch eine Annäherung der Ergebnisse der verschiedenen Autoren abgezeichnet. Eine Diskussion des Sachverhalts und des letzten Standes für die terrestrischen Planeten und die Monde des Jupiter und Saturn ist das Ziel von Kapitel V bis VIII.

Kapitel IV.3. befaßt sich mit der Anwendung der Mond-Einschlags-Chronologie und der Datierung lunarer geologischer Strukturen und gibt einen Abriß über Chronologie und Stratigraphie des Mondes. Kapitel V.3. befaßt sich in ähnlicher Anwendung der Mars-Einschlags-Chronologie mit der Entwicklung dieses Planeten.

Eine wesentliche Grundlage der relativen und absoluten Altersbestimmung ist die Kenntnis der Kratergrößenverteilung über einen größeren Bereich und die Beziehung zwischen den Verteilungen der einzelnen Planeten untereinander und zwischen ihren Einschlagsraten. Die Kenntnis der ungestörten, durch endogene oder exogene Prozesse unbeeinflussten Kratergrößenverteilung (Produktionsverteilung) ist besonders wichtig in der Herleitung der Einschlags-Chronologien ("impact chronologies") von Krater-Häufigkeiten aus verschiedenen Durchmesserbereichen und in der Anwendung zur Datierung und zur Analyse von Mehrstufenentwicklungen (z. B. Erosion, Sedimentation, Tektonik) einzelner geologischer Provinzen.

Die sachgemäße Anwendung der Produktionsverteilungen ist von grundlegender Wichtigkeit in der Methodik der Altersbestimmung über Kraterhäufigkeiten. Darüberhinaus geben genaue Analysen der Produktionsverteilungen in Abhängigkeit vom Alter Aufschluß über die Entwicklung der Meteoritenpopulationen. Diese Aspekte werden ausführlich in Kapitel III diskutiert.

In Kapitel IX wird eine vergleichende Analyse des frühen Meteoritenbombardements der terrestrischen Planeten und der

Monde der großen Planeten durchgeführt, die dann in eine Gesamtschau der wesentlichen Ergebnisse dieser Arbeit in Kapitel X überleitet.

Im folgenden Kapitel II soll der Leser mit den planetaren Körpern vertraut gemacht werden, die im Rahmen dieser Arbeit behandelt werden. Dazu wird ein kurzer Überblick über deren Oberflächenstrukturen und Entwicklung gegeben.

II. ÜBERBLICK ÜBER OBERFLÄCHENSTRUKTUREN UND ENTWICKLUNG DER TERRESTRISCHEN PLANETEN UND DER MONDE VON JUPITER UND SATURN

Zum Verständnis der vorliegenden Arbeit sei ein kurzer Überblick über die hier behandelten planetaren Körper gegeben. Allen gemeinsam ist eine feste Oberfläche. Ihre geologische Geschichte umfaßt ein weites Spektrum und ist zum Teil festgehalten in der Ausformung ihrer Oberflächen und einer Interpretation zugänglich. Sie lassen sich nach ihrem Aufbau grob untergliedern in

- a) die terrestrischen Planeten Merkur, Venus, Erde, Mars und den Erdmond mit mittleren Dichten $>3.3 \text{ g/cm}^3$ und
- b) die Satelliten von Jupiter und Saturn mit mittleren Dichten $<2.0 \text{ g/cm}^3$.

Die Jupitermonde Io und Europa nehmen eine Zwischenstellung ein.

In der Untersuchung der Oberflächenstrukturen der Planeten blicken wir verschieden weit in die Vergangenheit zurück. Der Anteil primärer, wenig differenzierter Oberflächen nimmt in der Reihenfolge Mond, Merkur, Mars, Erde ab (Head et al., 1977).

Terrestrische Planeten

Der Erdmond

Der Mond war als unser nächster Nachbar das erste extraterrestrische planetare Studienobjekt der Geowissenschaftler und Ziel der ersten Raummissionen, die schließlich in den bemannten Apollo-Landungen (in den Jahren 1969 bis 1972) gipfelten. Der Mond ist daher neben der Erde der am besten untersuchte Planet unseres Sonnensystems. Aus den zugänglichen Daten über Isotopenverhältnisse, chemische Zusammensetzung und Altersbeziehungen läßt sich ableiten, daß die Differentiation des Mondes bereits sehr früh, und zwar vor

ca. 4.4 Milliarden Jahren, abgeschlossen war. Nach allgemeiner Vorstellung entstand aus einem sich abkühlenden Magmaozean eine plagioklasreiche Kruste (Wood et al., 1970). Die Genese dieses Magmaozeans, der eine Mindestdtiefe von 400 km hatte, ist stark modellabhängig. Nach der Abspaltungstheorie (vgl. Ringwood, 1960; Wise, 1966; Binder, 1974; Ringwood, 1979), löste sich der Mond in heißem Zustand von der Erde. Unter anderem sprechen besonders geochemische Daten (Wänke, 1981; Wänke et al., 1983) für eine solche gemeinsame Entwicklung von Erde und Mond durch Abspaltung oder Co-Akkretion. Im Falle einer separaten Bildung durch Akkretion müßte die Aufheizung vorwiegend durch Einschlagsenergie (Safronov, 1969; Kaula, 1980) und durch Radioisotope (Runcorn, 1977) erfolgt sein.

Die Mondkruste war während ihrer Entstehung und bis etliche hundert Millionen Jahre danach einem schweren Meteoritenbombardement ausgesetzt (vgl. Guest und Greeley, 1977; Taylor, 1975, 1982). Dies führte zu einer dichten Bedeckung der Oberfläche mit Einschlagskratern der unterschiedlichsten Größe (Abb. 1, 2). Dabei wurden die obersten Kilometer zerschlagen, aufgebrochen und brekziiert und der sogenannte Megaregolith geschaffen (Hartmann, 1973). Nach dieser Periode des "heavy bombardment", die bis vor ca. 3.8 Mrd. Jahren dauerte, war der Mond für ca. 1 Milliarde Jahre vulkanisch besonders aktiv. In dieser Zeit füllten sich die während des intensiven frühen Meteoritenbombardements ("heavy bombardment") entstandenen bis zu 2000 km messenden Einschlagsbecken mit basaltischen Laven. Diese, die Mondvorderseite prägenden "Maria" (Abb. 1), heben sich mit ihrer niedrigen Albedo klar gegen die - überwiegend die Mondrückseite und einen Teil der südlichen Vorderseite bildenden - anorthositischen Gesteine des älteren Mondhochlandes ab. Vorwiegend in den Maria, aber auch im Hochland finden sich die sogenannten lunar rilles. Dieser Begriff wird meist mit beschreibenden Zusätzen wie "sinuous" (gewunden) oder "arcuate" (gebogen) gebraucht und bezeichnet canyonartig eingeschnittene Täler. Ihr Ursprung läßt sich

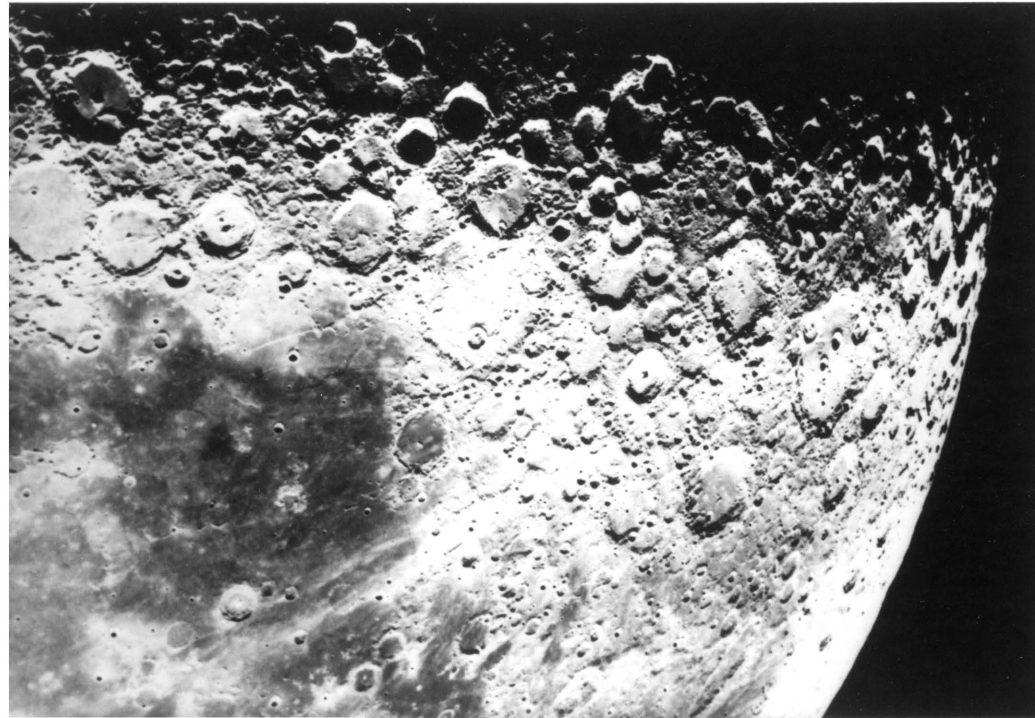


Abb. 1 a: Teleskopische Aufnahme eines Teils des südlichen Mond-Hochlandes der Vorderseite und angrenzenden (dunkleren) Mare-Gebietes. Im mittleren unteren Teil des Hochlandes ist der junge Strahlenkrater Tycho (D = 85 km) zu sehen.

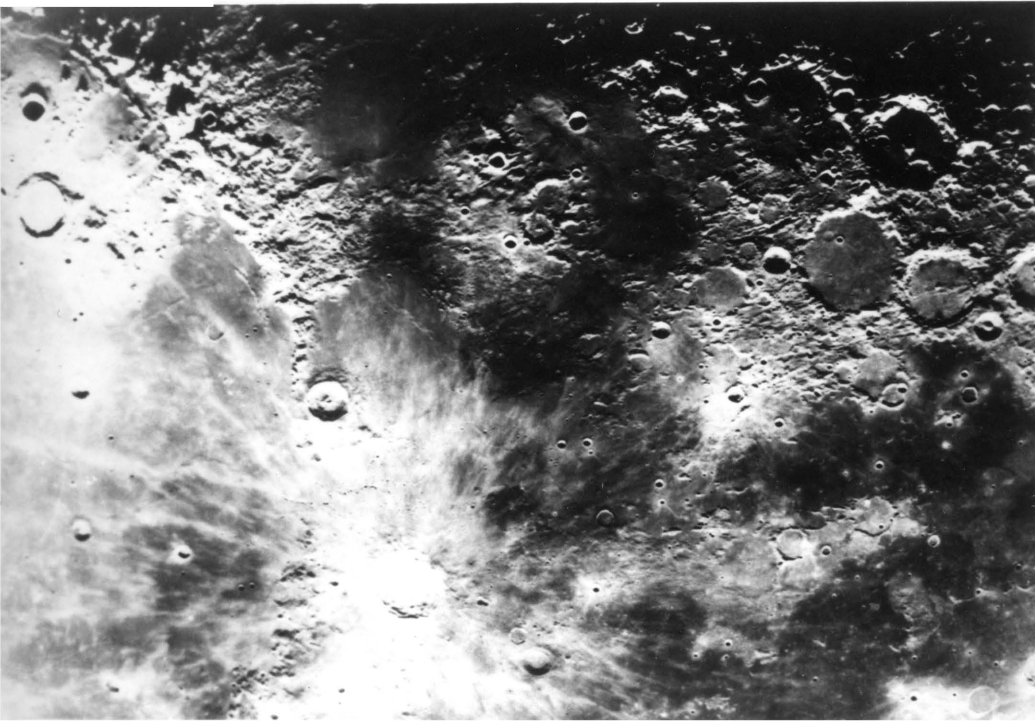


Abb. 1 b: Teleskopische Aufnahme eines Teils der Mond-Vorderseite mit ausgedehnten (dunkleren) Mare-Flächen. Im oberen Teil ist der Rand des Imbrium-Beckens zu sehen; dicht unterhalb (linker Teil) sind die jungen Krater Eratosthenes (D = 60 km) und Copernicus (D = 90 km) zu sehen.

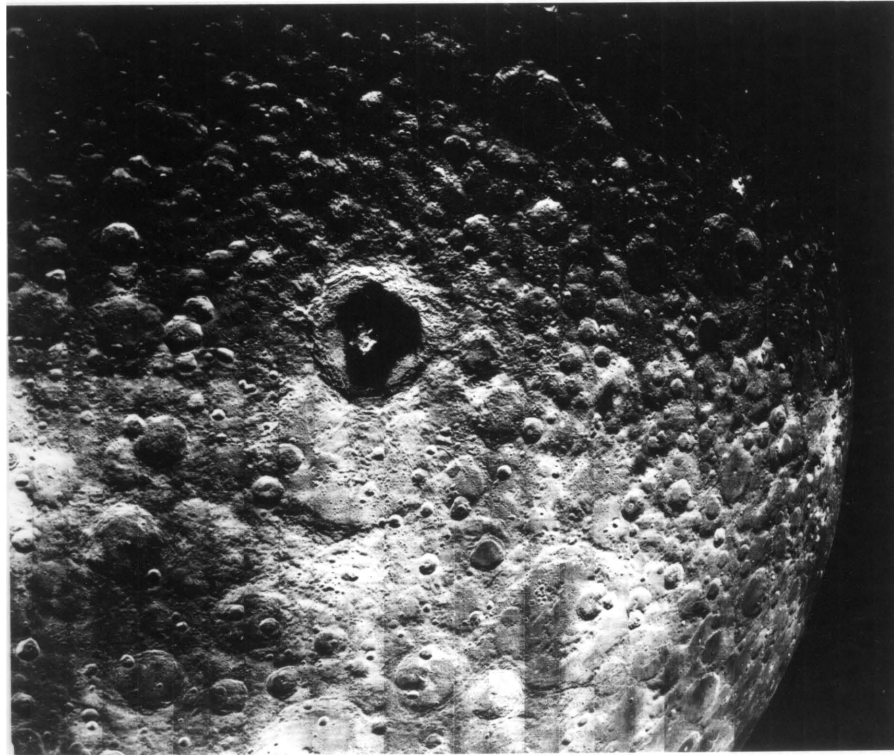


Abb. 2 a: Lunar Orbiter-Aufnahme des Mondhochlandes (südlicher Teil) der Mond-Rückseite. Nur ganz wenige jüngere große Krater wie der Krater Tsiolkovsky (Bildmitte, $D = 160 \text{ km}$) sind mit Mare-Basalt gefüllt.

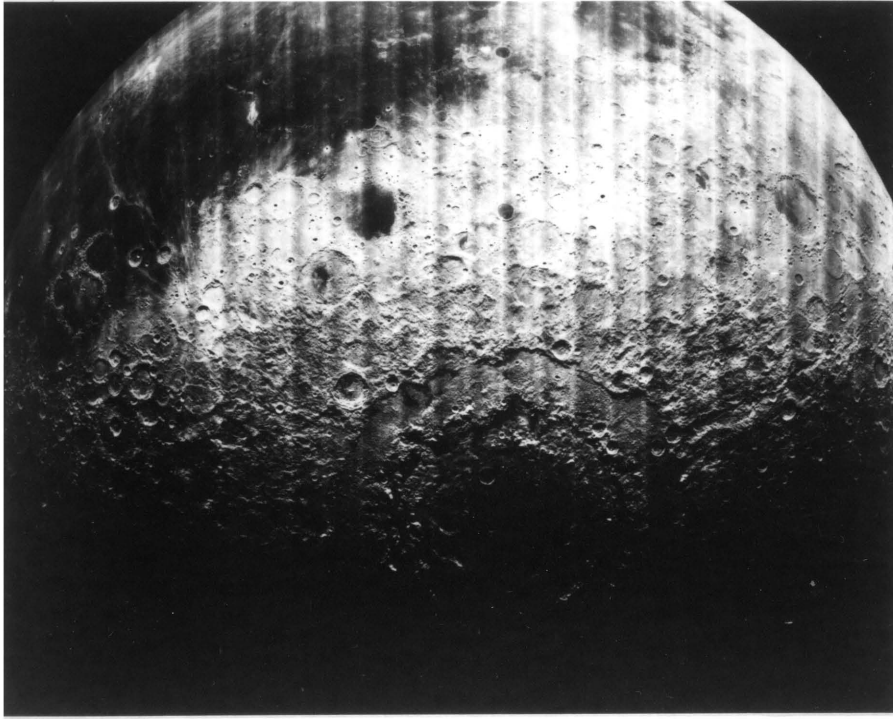


Abb. 2 b: Orientale-Becken des Mondes ($D = 1000 \text{ km}$, äußerster prominenter Ring) und Teil der dunklen Mare-Füllung des Oceanus Procellarum.

zum Teil auf mit der Platznahme und Abkühlung der Laven verbundene tektonische Prozesse (Grabenbrüche), zum überwiegenden Teil jedoch auf Lavaerosion (Lavakanäle) (Hulme, 1973) zurückführen. Eine marespezifische Form bilden die Marerücken, die mehrere hundert Kilometer lang, mehrere Kilometer breit und bis zu wenigen hundert Metern hoch sein können. Es handelt sich dabei entweder um aufgewölbte Oberflächenschichten, in deren Scheitel Magmen aufstiegen (Strom, 1971), oder um Überschiebungsverwerfungen (Howard und Mühlberger, 1973). Im Gegensatz zur Erde ist der Mond ein "Ein-Platten-Planet" (Solomon und Chaiken, 1976), so daß plattentektonische Formen fehlen.

Während der letzten 2.5 Mrd. Jahre zeigt die Mondoberfläche, von minimalen Erosionsprozessen und von Meteoriteneinschlägen abgesehen, keine geologischen Aktivitäten.

Die Mondoberfläche hat damit die geologische Entwicklung während der Frühzeit des Sonnensystems konserviert. Als Folge der verschiedenen Apollo- und Luna-Missionen wissen wir über Chemismus und radiometrisches Alter von an verschiedenen Punkten der Mondvorderseite entnommenen Gesteinsproben gut Bescheid. Durch fernerkundliche und statistische Methoden lassen sich diese Erkenntnisse auf die übrige durch Photos abgedeckte Oberfläche extrapolieren.

Zur Bestimmung einer stratigraphischen Abfolge eignen sich die großen Becken und einige junge Einschlagskrater. Ihre Ejekta sind infolge der geringen Gravitation des Mondes über weite Flächen verteilt und lassen sich durch Kraterstatistiken zeitlich einordnen. Die Mondsequenz enthält folgende, von jung nach alt geordnete, jeweils nach Einschlagskratern benannte, Epochen (Shoemaker und Hackman, 1962; Mutch, 1972; Wilhelms, 1983):

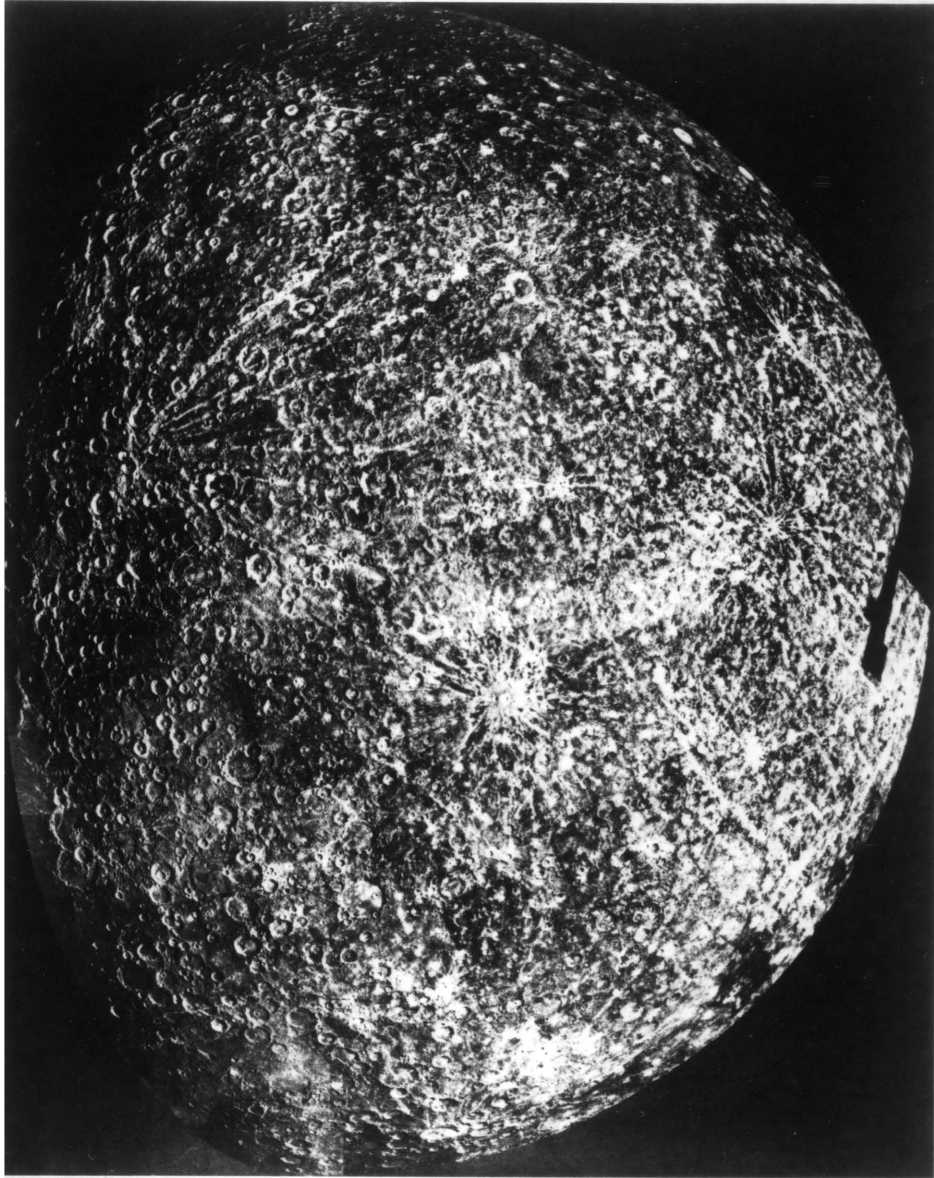


Abb. 3 a: Photomosaik des Südpolgebietes des Planeten Merkur (Mariner 10-Aufnahme).

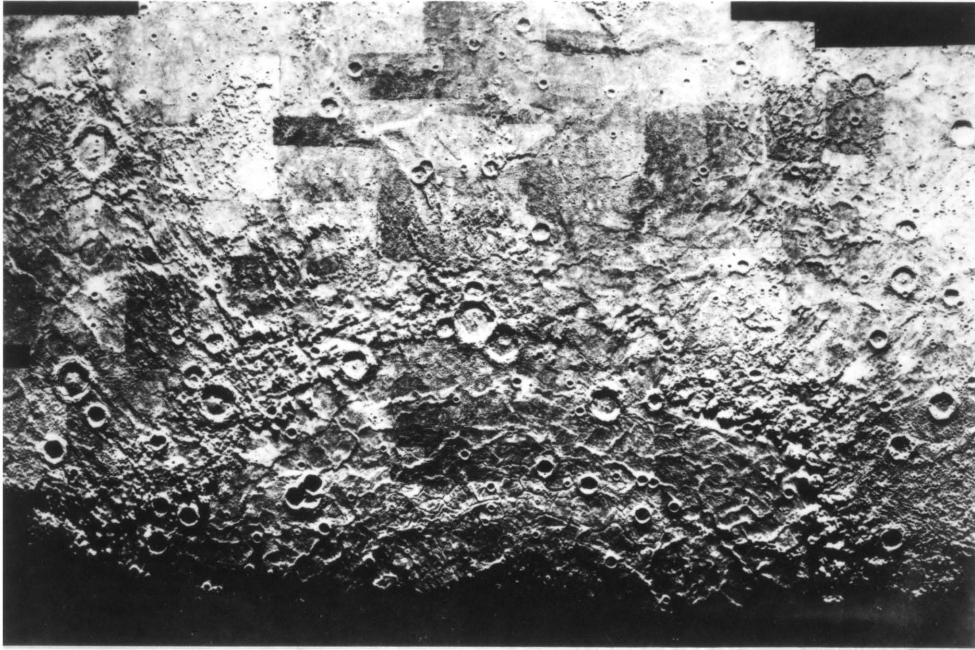


Abb. 3 c: Caloris-Becken des Merkur
(D = 1300 km) mit (wahrscheinlich)
basaltischer Füllung
(Mariner 10-Aufnahme).



Abb. 3 b: Teil des alten Merkur-Hochlandes mit
tektonischer Aufschiebung
(Mariner 10-Aufnahme).

Copernican - Eratosthenian - Imbrian - Nectarian -
Pre-Nectarian

Die genaue zeitliche Einordnung dieser Epochen ist eines der Themen dieser Arbeit.

Merkur

Die Oberfläche des Merkur ist zu ca. 40 % aus den von Mariner 10 übermittelten Aufnahmen bekannt. Der Planet erscheint darauf sehr mondähnlich (Abb. 3a), was erstaunlich ist, da er in der Größe zwischen Mond und Mars liegt und eine der Erde vergleichbare mittlere Dichte von 5.4 g/cm^3 aufweist. Detailuntersuchungen zeigen allerdings, daß dieser Eindruck lediglich durch die dichte Bekraterung hervorgerufen wird und erhebliche Unterschiede bestehen (Strom, 1979). So lassen ausgedehnte, wahrscheinlich vulkanische Ebenen zwischen alten Einschlagskratern den Schluß zu, daß der Planet auch während des "heavy bombardment" deutlich aktiver war als der Mond. Von besonderer Bedeutung sind mehrere hundert Kilometer lange Aufschiebungen, die auf regionale, wahrscheinlich aber globale Kompression infolge Schrumpfung des Planetenumfangs schließen lassen (Abb. 3b) (Strom, 1979). Das Caloris Becken (Abb. 3c), ein Einschlagsbecken von ca. 1300 km Durchmesser, scheint analog zu den lunaren Maria lavagefüllt und zeigt polygonal angelegte Grabenbrüche und Mare-Rücken.

Mars

Im Vergleich zu Mond und Merkur zeigt der Mars (Abb. 4) eine große Vielfalt an geologischen Formationen (Arvidson et al., 1980; Carr, 1981). Zum Teil resultieren diese aus dem Vorhandensein einer Atmosphäre (95 % CO_2 , ca. 7 mbar Oberflächendruck), die Wind und - zu einer Zeit als sie mit ≈ 30 mbar (McElroy et al., 1977) dichter als heute war - Wasser und damit Erosion und Deposition sowie Permafrostprozesse zuließ,

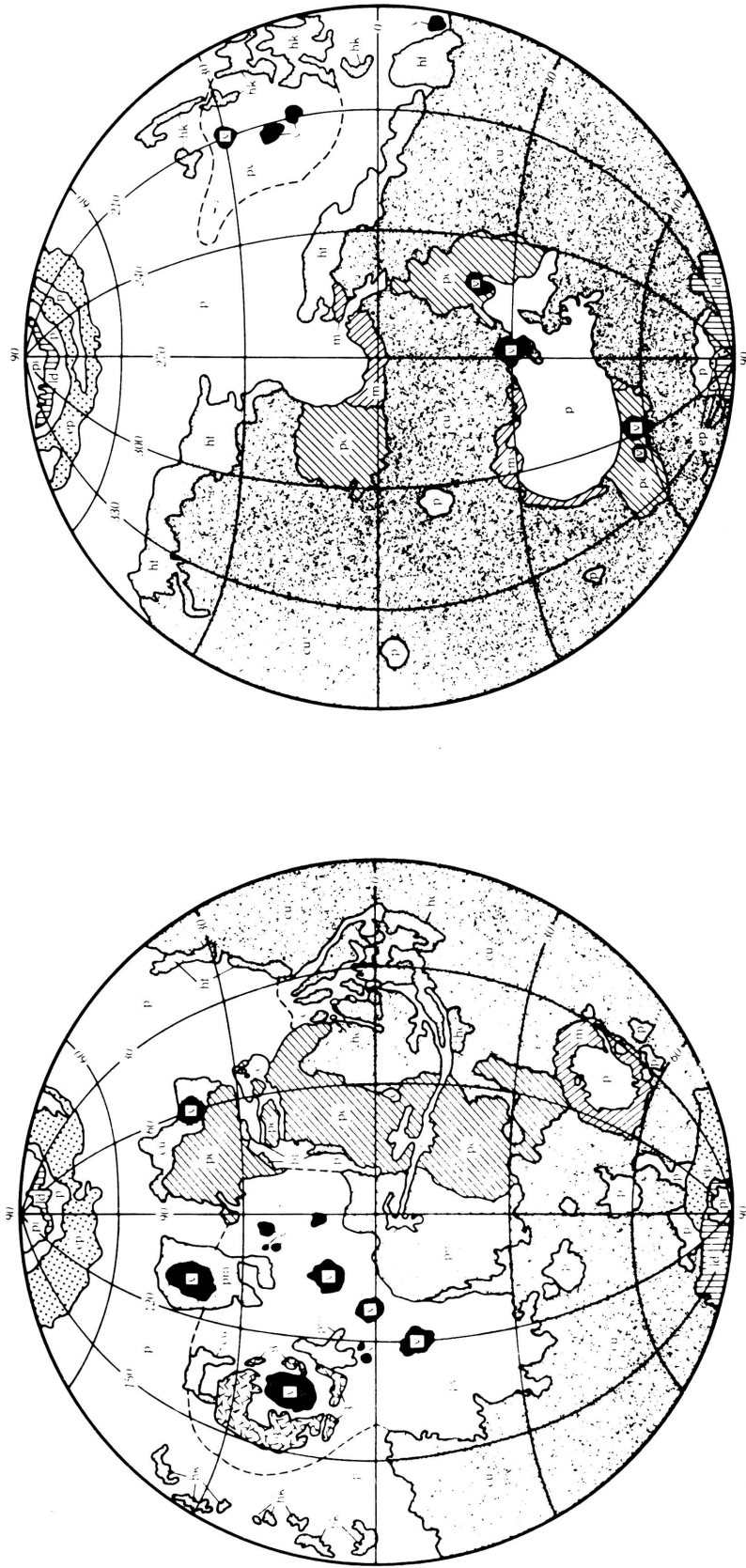


Abb. 4: Vereinfachte geologische Karte des Planeten Mars (Mutch et al., 1976).

- Polare geologische Einheiten: pi (permanent ice); ld (layered deposits); ep (etched plains).
- Vulkanische geologische Einheiten: v (volcanic constructs); pv (volcanic plains); pm (moderately cratered plains); pc (cratered plains).
- Modifizierte geologische Einheiten: hc (hummocky terrain, chaotic); hf (hummocky terrain, fretted); hk (hummocky terrain, knobby); c (channel deposits); p (plains, undivided); g (grooved terrain).
- Alte geologische Einheiten: cu (cratered terrain, undivided); m (mountainous terrain).

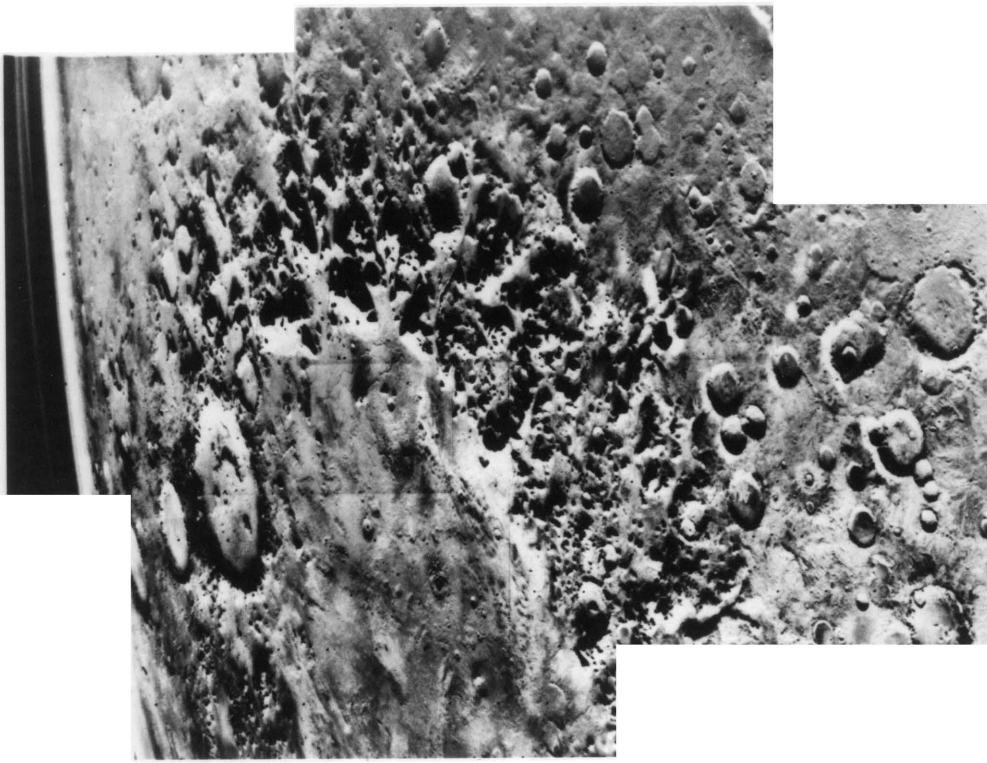


Abb. 5 a: Argyre-Becken des Planeten Mars
(D = 750 km) (Viking-Aufnahme).

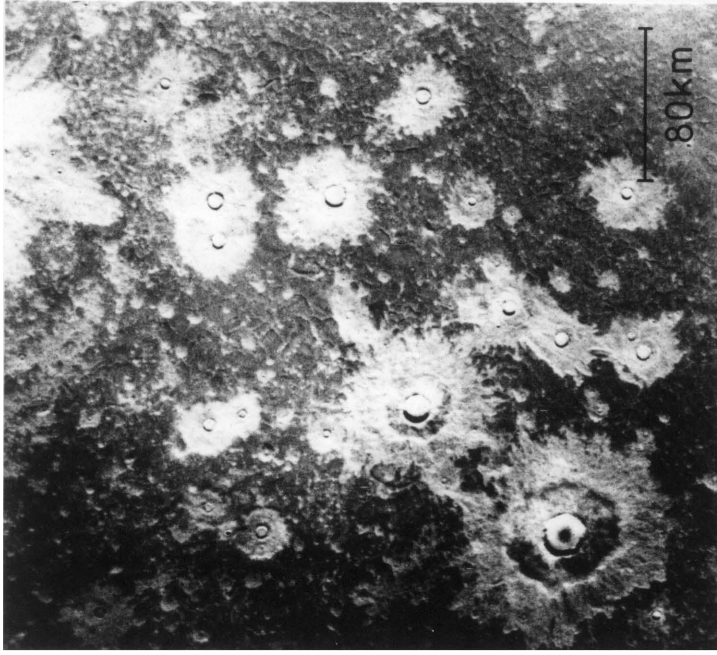


Abb. 5 b: "Pedestal" und "Splosh"-Krater
(Viking-Aufnahme).



Abb. 6 a: Mars-Schildvulkan Olympus Mons
(Viking-Photomosaik).

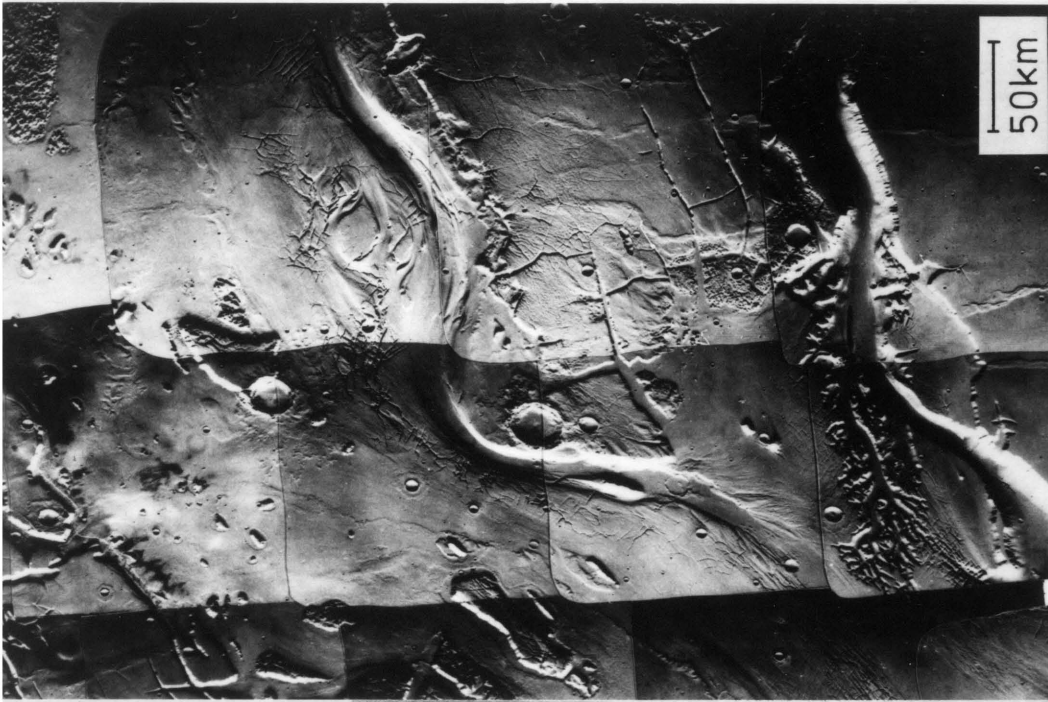


Abb. 6 b: Kasei Vallis (Erosionstal) des Mars
(Viking-Photomosaik).

zum Teil aus dem erheblich vielfältigeren und länger anhaltenden Vulkanismus und intensiverer tektonischer Umformung der Kruste (Wise et al., 1979; Greeley und Spudis, 1981). Am auffälligsten ist eine klare Zweiteilung (Dichotomie) der geologischen Einheiten in zur frühen Kruste gehörende Gesteine der Südhalbkugel und die jüngeren vulkanischen Ebenen der Nordhalbkugel. Sie lassen sich mit Hochland und Maria des Mondes vergleichen. Auch hier sind die Folgen des frühen schweren Meteoritenbombardements in Form einiger Einschlagsbecken wie Hellas-Becken und Argyre-Becken (Abb. 5a) erhalten. In der Übergangszone tritt rückschreitende Erosion über tausende von Kilometern hinweg auf. Erosionstäler (Abb. 6b), die meist von Kollapsstrukturen oder tektonischen Gräben ausgehen, folgen der Abdachung vom Hochland zu den nördlichen Tiefebene. Als Erosionsagens kommen in erster Linie fließendes Wasser, gelegentlich auch Eis/Staub-Gemische in Frage. Winderosion spielt dagegen hauptsächlich im Bereich der Polkappen eine Rolle.

In allen Breitengraden, insbesondere den höheren, treten bisher auf anderen Planeten nicht beobachtete Kraterformen, sogenannte "splash crater" und "pedestal crater" auf (Abb. 5b). Die Ejektadecken dieser Krater scheinen in Form von Schlammströmen gebildet worden zu sein, wahrscheinlich als Folge des Meteoriteneinschlags in einen Permafrostboden.

Eine besondere Vielfalt an geologischen Formationen weist die Tharsis-Region auf. In ursächlichem Zusammenhang mit einer ca. 10 000 km im Durchmesser messenden Krustenaufwölbung finden sich hier 12 Schildvulkane, deren höchster (Olympus Mons, Abb. 6a) 20 km Höhe bei einem Basisdurchmesser von 600 km, der größte (Alba Patera) mehrere tausend Kilometer Basisdurchmesser bei nur wenigen Kilometern Höhe aufweist. Tharsis ist auch das Zentrum der tektonischen Aktivität auf dem Mars. Neben einer Unzahl von kleineren Bruchstrukturen sei besonders auf die Valles Marineris verwiesen. Dieses System von parallel verlaufenden und untereinander durch Querstrukturen verbundenen Grabenbrüchen hat eine Gesamtlänge von ca. 5000 km bei einer maximalen

Breite von 160 km und einer Tiefe von bis zu 7 km. Die tektonisch angelegten Valles Marineris gehen durch ein sich anschließendes fluviatil geprägtes Talsystem, die Tiu Valles, in die nördlichen Tiefebenen über.

Ein zentrales Problem für die Einordnung der verschiedenartigen geologischen Aktivitäten liegt in der Ableitung ihrer Altersbeziehungen. Nach Mariner 9, 1972, wurden insbesondere die Tiefebenen, Schildvulkane und Erosionstäler für sehr junge Bildungen gehalten (Hartmann, 1973; Soderblom et al., 1974). Neuere Arbeiten (Neukum und Wise, 1976; Hiller, 1979; Neukum und Hiller, 1981) zeigen dagegen, daß fast alle geologischen Prozesse in einen, je nach Altersmodell variierenden aber limitierten Zeitraum in der Frühgeschichte des Planeten fallen. Eine Ausnahme machen die Tharsisvulkane, die von einigen Ruhezeiten abgesehen, von der Frühgeschichte bis vor wahrscheinlich einigen 100 Mio. Jahren aktiv waren (Neukum und Hiller, 1981; Hiller et al., 1982).

Venus

In Größe, Dichte und Umlaufbahn ist die Venus sehr erdähnlich. Die Oberfläche ist allerdings, von bisher 4 punktuellen Landungen abgesehen, infolge der dichten Wolkenschichten ihrer Atmosphäre (CO_2 , ~ 90 bar Druck an der Oberfläche) nur mit Hilfe von Radarverfahren zugänglich. Zur Zeit liegen nur erdgebundene Radarbilder und Umsetzungen des Höhenradars von Pioneer Venus mit sehr schlechter Auflösung (ca. 100 km) vor. Aus diesen Daten läßt sich ableiten, daß die Venus im Vergleich zur Erde ein sehr eintöniges Relief aufweist (Masursky et al., 1980). 70 % der Oberfläche sind Hügelländer, 20 % Tiefländer (-2 km) und 10 % Hochländer (+2 bis +12 km) (Abb. 7). Als irdischen Kontinenten ähnliche Hochländer ragen Aphrodite Terra und Ishtar Terra, das in den Maxwell Montes (12 km Höhe) gipfelt, heraus.

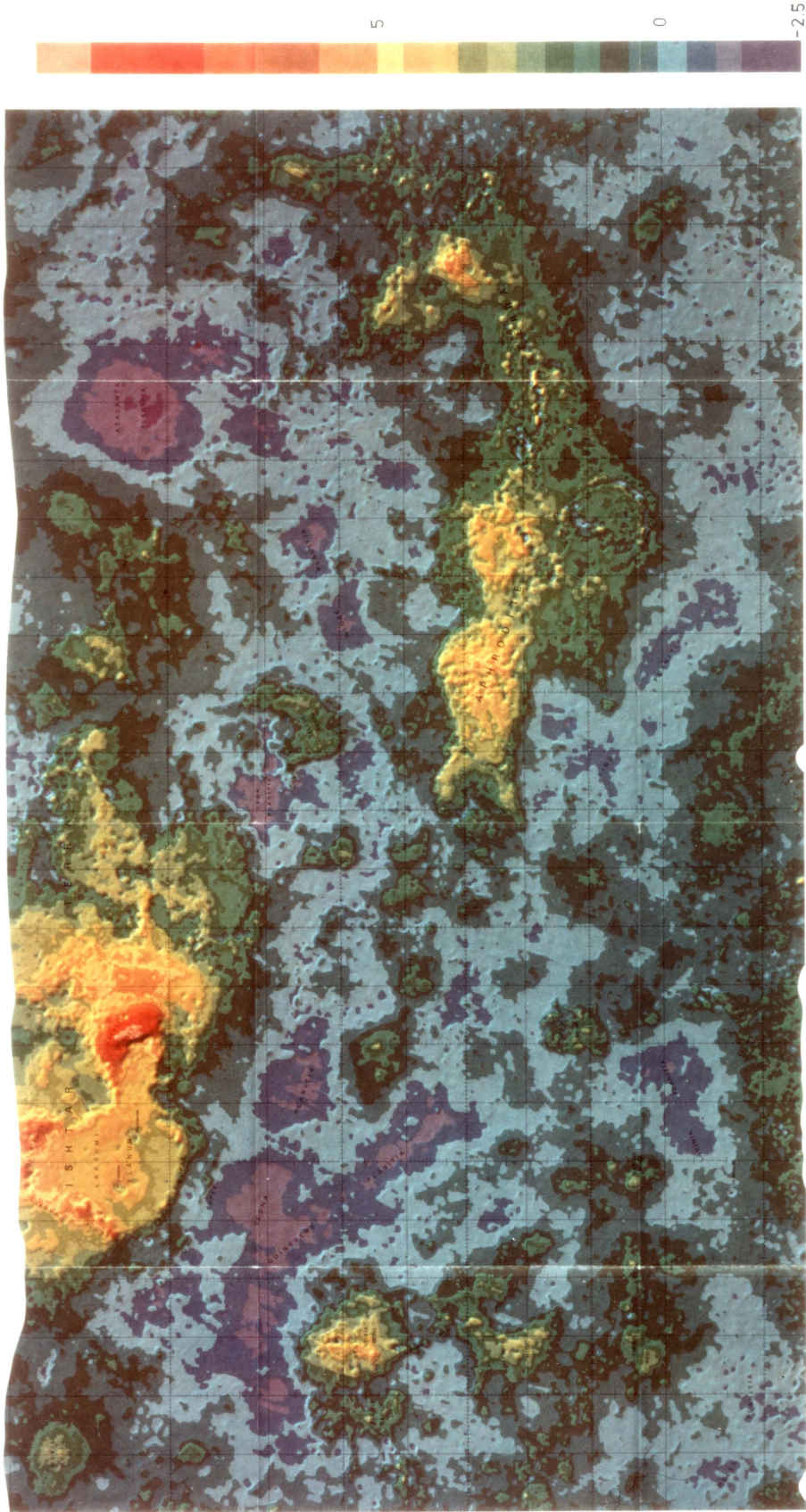


Abb. 7: Radarkarte der Venus (Pioneer Venus Mission). Mercator-Projektion, 1:50 Millionen am Äquator. Die Farbschritte entsprechen 1 km Höhenunterschied im Bereich zwischen 5 und 12 km und 0.5 km Höhenunterschied im Bereich zwischen -2.5 km und 5 km.

Die Frage nach dem Vorhandensein einer Art Plattentektonik konnte bisher noch nicht schlüssig beantwortet werden, obwohl eine Reihe von Argumenten dafür sprechen würde (vgl. Solomon und Head, 1982; Meissner, 1983). Aus dem vorliegenden Datenmaterial geht lediglich hervor, daß die Venus tektonisch und vulkanisch aktiv war oder noch ist und eine komplexe geologische Geschichte aufweist (Masursky et al., 1980). Runde Hohl-Formen werden als Einschlagskrater interpretiert (Schaber und Boyce, 1977), sind jedoch nicht gesichert. Im Rahmen dieser Arbeit wird daher auf diese möglicherweise existenten Kraterpopulationen nicht eingegangen.

Erde

Auf die Geologie der Erde soll im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht weiter eingegangen werden. Es sei lediglich darauf hingewiesen, daß die planetare Geologie sehr stark mit Bildinterpretationen und Analogieschlüssen arbeiten muß. Eine Grundlage hierfür ist das mit Hilfe der Feldgeologie und der klassischen Photogeologie erworbene Wissen.

Eine starke Wechselbeziehung mit der terrestrischen Geologie und Geophysik zeigt sich insbesondere in der Erforschung von Meteoriteneinschlägen auf planetaren Oberflächen. Auf der Erde sind infolge der intensiven Umlagerung der Kruste nur wenige Krater, insbesondere auf den alten Schilden in meist schlechtem Zustand erhalten (Grieve und Robertson, 1979; Grieve und Dence, 1979). Detaillierte Untersuchungen konnten besonders an einigen jungen und deshalb wenig umgeformten Kratern durchgeführt werden. Aus der Fülle der Arbeiten seien stellvertretend die Publikationen von Shoemaker (1963) zum Arizona-Meteoritenkrater und Pohl et al. (1977) zum Nördlinger Ries genannt. Diese Ergebnisse fließen in die Interpretation der Einschlagsprozesse auf den anderen Planeten ein und bilden eine wichtige Datenbasis für die vergleichende Analyse.

Tabelle 1: Physikalische Daten der inneren Satelliten von Jupiter and Saturn (Smith et al., 1979, 1982)

| | Orbit (10^3 km) | Radius (km) | Masse (kg) | mittl. Dichte (g/cm ³) | max. Bild- auflösung (km/Linien- paar) |
|--------------------------|-----------------------|----------------|----------------------|--|---|
| <u>Jupitersatelliten</u> | | | | | |
| Amalthea | 181 | 270x165x150 | ? | ? | 8 |
| Io | 422 | 1816 | 8.9×10^{22} | 3.5 | 0.5-1 |
| Europa | 671 | 1563 | 4.9×10^{22} | 3.0 | 4 |
| Ganymed | 1070 | 2638 | 1.5×10^{23} | 1.9 | 1 |
| Callisto | 1880 | 2410 | 1.1×10^{23} | 1.8 | 3 |
| <u>Saturnsatelliten</u> | | | | | |
| Mimas | 186 | 196 | 3.8×10^{19} | 1.44 ± 0.18 | 2 |
| Enceladus | 238 | 250 | 7.4×10^{19} | 1.16 ± 0.55 | 2 |
| Tethys | 295 | 530 | 6.3×10^{20} | 1.21 ± 0.16 | 2 |
| Dione | 377 | 560 | 1.1×10^{21} | 1.43 ± 0.06 | 3 |
| Rhea | 527 | 765 | 2.3×10^{21} | 1.33 ± 0.09 | 1 |
| Titan | 1222 | 2575 | 1.4×10^{23} | 1.88 ± 0.01 | 1 |
| Hyperion | 1481 | 205x130x110 | 1.1×10^{20} | ? | 9 |
| Iapetus | 3561 | 730 | 1.9×10^{21} | 1.16 ± 0.09 | 17 |
| Phoebe | 12954 | 110 | ? | ? | 38 |

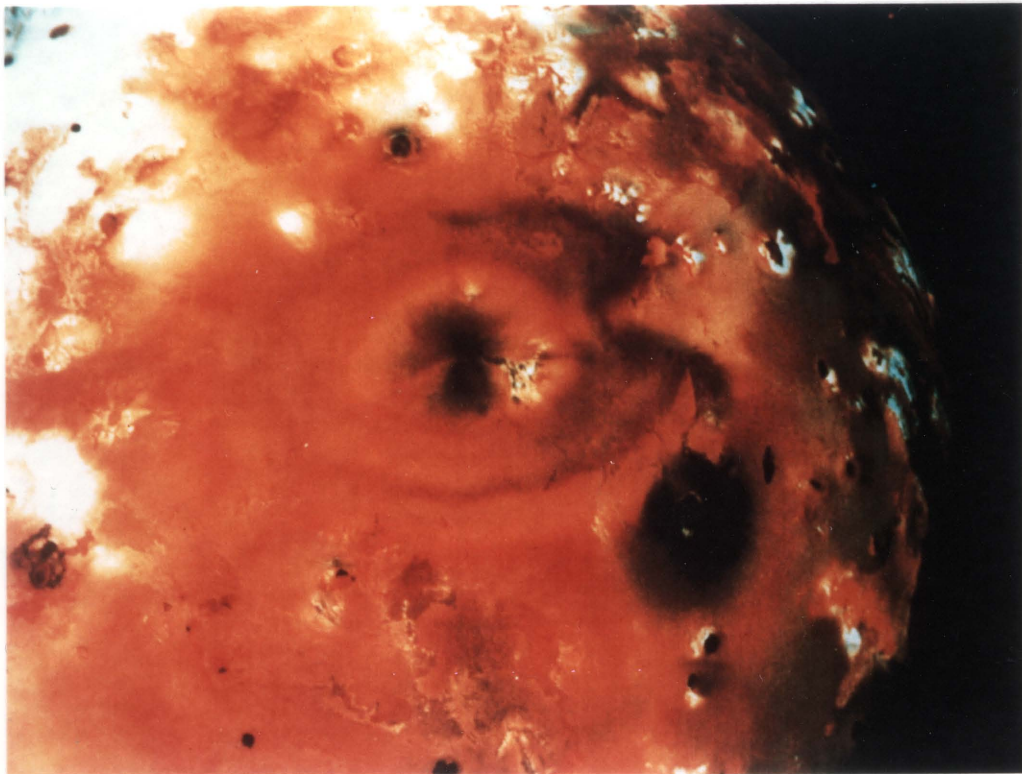


Abb. 8a: Jupitermond Io (Voyager-Aufnahme)
mit tötigem Vulkan (Bildmitte).

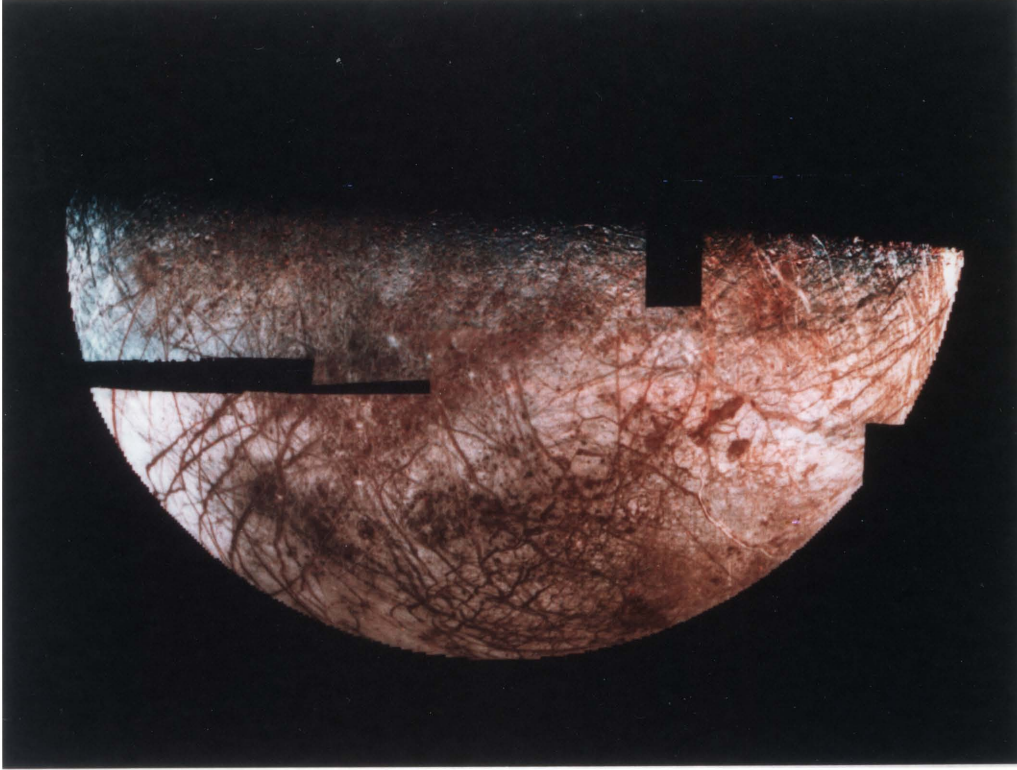


Abb. 8 b: Jupitermond Europa (Voyager-Photomosaik)
mit Bruchstrukturen.

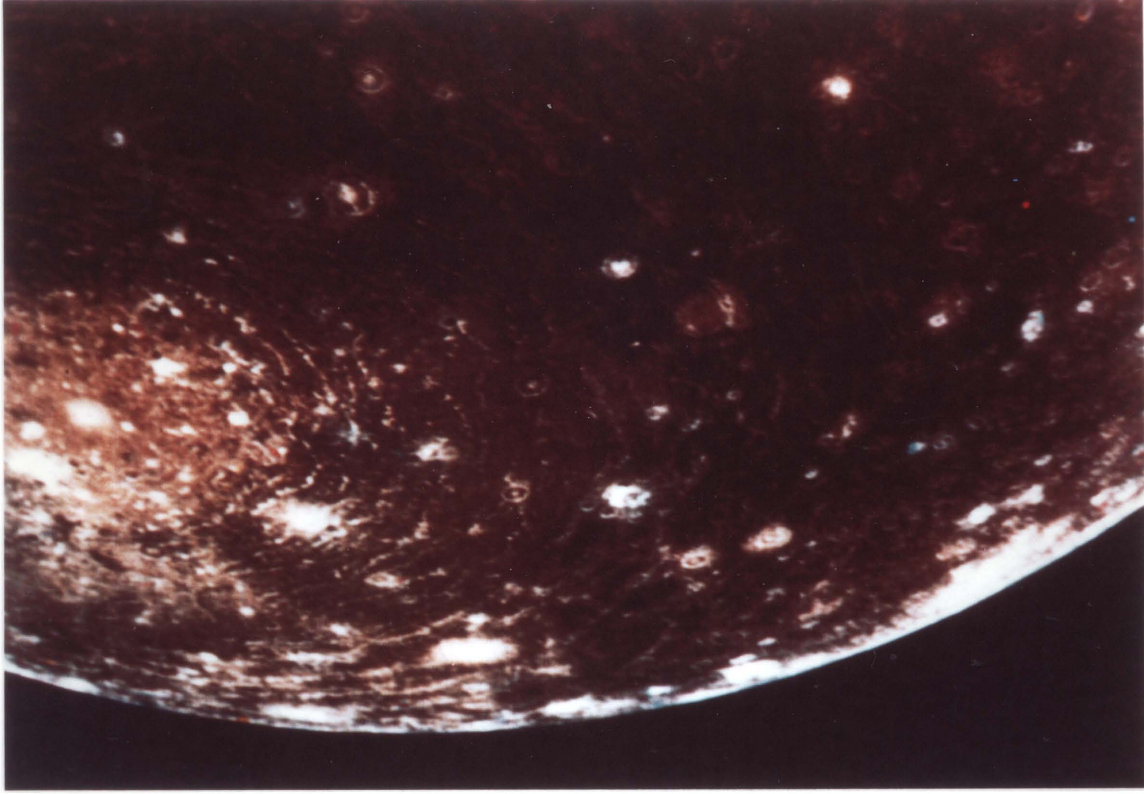


Abb. 8 d: Jupitermond Callisto (Voyager-Aufnahme)
mit Valhalla Ringbecken (D = 600 km).

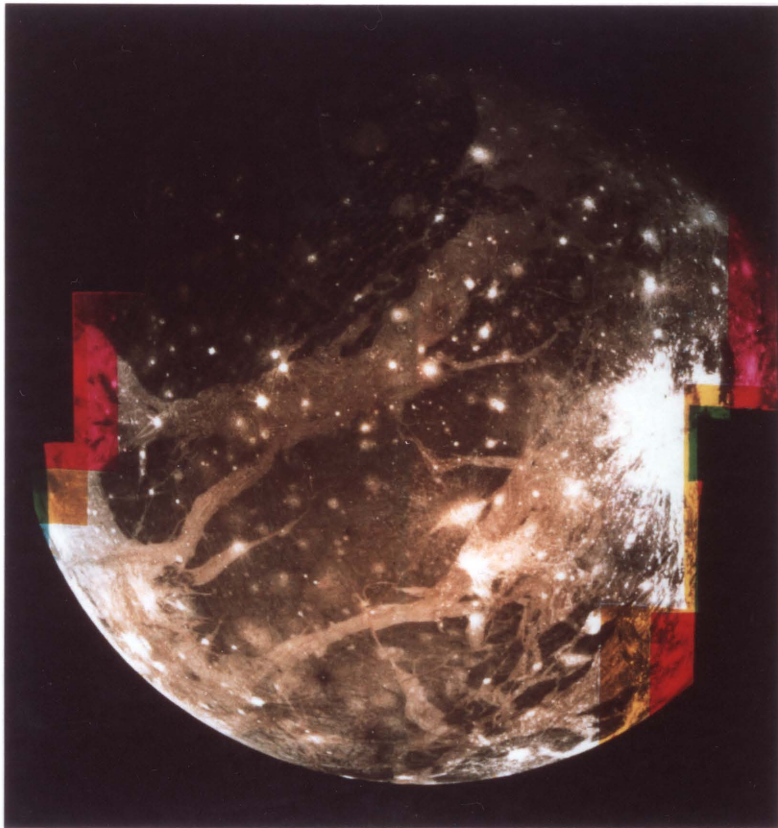


Abb. 8 c: Jupitermond Ganymed (Voyager-Aufnahme)
mit alter (dunkler) und jüngerer (heller)
Kruste.

Galileische Monde

Die vier von Galileo bereits 1610 entdeckten größten Monde des Jupiter (Abb. 8 a-d, Tabelle 1) spiegeln in gewisser Weise die Verhältnisse im Sonnensystem wieder (Smith et al., 1979). So fällt die mittlere Dichte von 3.5 g/cm^3 beim "terrestrisch" aufgebauten Io, über 3.0 g/cm^3 beim eisüberzogenen Europa bis auf 1.9 bzw. 1.8 g/cm^3 bei den "Eis"-Satelliten Ganymed und Callisto.

Io (Abb. 8a, 9a) ist der einzige bisher bekannte geologisch aktive Satellit des Sonnensystems mit einer Unzahl von Vulkanen, von denen während der Vorbeiflüge acht aktiv waren. Es treten mit Geschwindigkeiten von 300 bis 1000 m/s Schwefel- und SO_2 -Tröpfchen aus und bilden bis zu 280 km hoch reichende Fontänen. Die gesamte Oberfläche ist mit einer Schicht aus Schwefel und SO_2 -Schnee bedeckt. Die Farbskala umfaßt Töne von schwarz, rot über orange und gelb bis weiß. Die für die Aufheizung des Körpers benötigte Energie resultiert wahrscheinlich aus einer Bahnresonanz mit dem Nachbarmond Europa, die zu einer leichten Bahnexzentrizität von Io und einer daraus entstehenden Gezeitenreibung im starken Gravitationsfeld des Jupiters führt (Peale et al., 1979). Eine alternative Erklärung der Aufheizung des Mondes Io wird von Ness et al. (1979) gegeben: Durch elektromagnetische Wechselwirkung von Io mit der Jupiter-Magnetosphäre fließen Ströme von ca. $5 \cdot 10^6 \text{ A}$ zwischen Jupiter und Io, welche zu Joulescher Aufheizung des Mondes in der Größenordnung von 10^{12} W führen mögen.

Europa (Abb. 8b, 9b) besteht aus Silikatgesteinen mit einem je nach Modell 20 bis 150 km dicken Eismantel. Die Eisoberfläche ist durch ein dichtes Geflecht aus Bruchformen der verschiedensten Form und Größe geprägt. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um durch eine geringe Volumenvergrößerung des Satelliten aufgerissene Spaltensysteme, die durch aufsteigendes Wasser wieder "verheilt" sind. Größere Einschlagskrater wurden zumindest auf den der Interpretation zugänglichen Teilen des Satelliten nicht gefunden. Dies läßt auf eine relativ späte Stabilisierung der Eiskruste schließen.

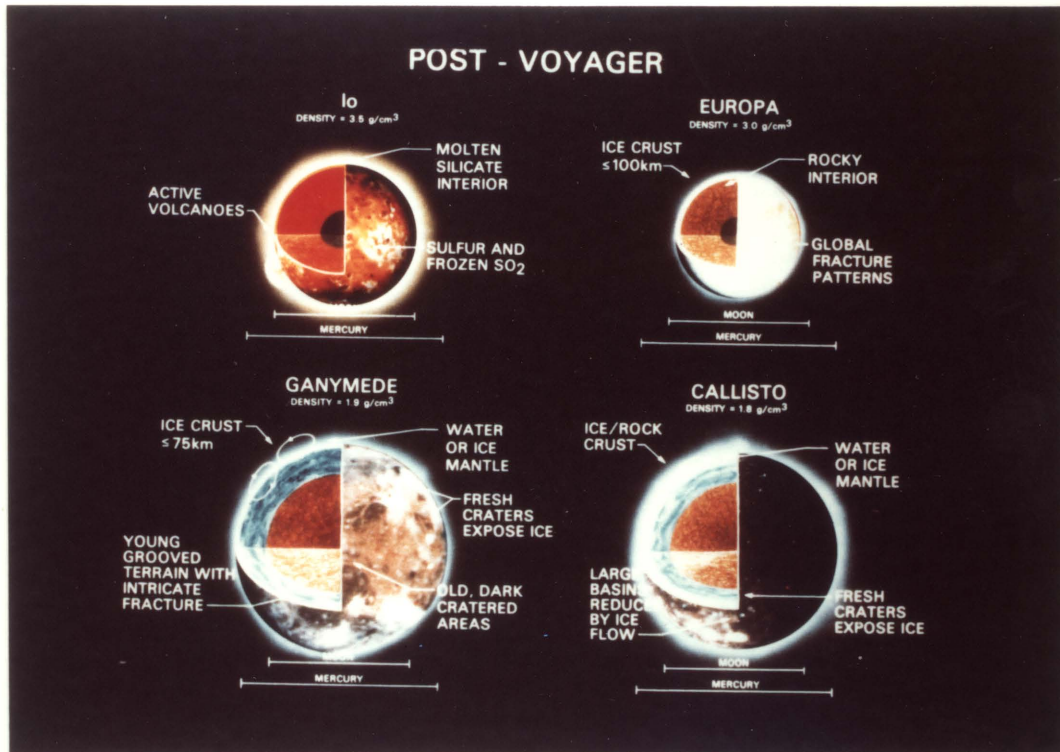


Abb. 9 a-d: Modelle der inneren Struktur der Galileischen Satelliten des Jupiter auf der Basis der Voyager-Ergebnisse.
(Abbildung: NASA - JPL).

Ganymed (Abb. 8c, 9c), der größte der Jupitersatelliten, besitzt wie auch sein Nachbar Callisto eine geringe Dichte, die ihn als eine Mischung aus je etwa zur Hälfte Wassereis und Silikate ausweist. Die Oberfläche ist aufgeteilt in dicht mit Kratern bedeckte, dunkle Flächen und dazwischenliegende hellere, mehrfach aufgebrochene und zerscherte Bereiche.

In den alten, dunklen Bereichen treten sogenannte Palimpsests als größere helle, runde Flächen auf. Man nimmt an, daß es sich um sehr alte Einschlagskrater handelt, deren Kraterwälle und -böden durch gravitativen Ausgleich im plastischen Eis nivelliert wurden. Der ursprüngliche Kraterdurchmesser läßt sich im allgemeinen rekonstruieren und somit eine Kraterverteilung auch für die ältesten Bereiche bestimmen. Das Innere von Ganymed wird je nach Modell als Silikatkern und Wasser- oder Eismantel und Eiskruste angenommen.

Callisto (Abb. 8d, 9d) besitzt eine einförmig dunkle und sehr dicht mit Kratern besetzte Oberfläche. Junge Einschläge haben meist sternförmig helles Eis aus dem Untergrund ausgeworfen. Mit Ausnahme einiger Einschlagsbecken (Valhalla, $D = 600$ km Durchmesser) sind alle Krater < 150 km im Durchmesser. Das Innere von Callisto ist je nach Modell identisch mit Ganymed anzunehmen oder besteht aus einer undifferenzierten Eis-Silikatmischung.

Saturnmonde

Vom Saturn sind zur Zeit 17 Monde bekannt, die zum Teil im Bereich des Ringsystems liegen (Abb. 10 a-d, Tabelle 1). Bei allen handelt es sich um Körper aus einem Eis/Silikatgemisch mit einer mittleren Dichte, die zum Teil sehr dicht bei der von reinem Wassereis liegt (Smith et al., 1981, 1982). Sie können unter Auslassung des von einer dichten Atmosphäre verdeckten Titan nach ihren Oberflächenformen unterteilt

werden in a) undifferenzierte Eis-Silikatkörper (Mimas (Abb. 10a), Rhea (Abb. 10b), Hyperion) und b) differenzierte Körper (Tethys (Abb. 10c), Enceladus (Abb. 10d), Dione). Iapetus und Phoebe sind hier nicht klar einzuordnen.

a) undifferenzierte Satelliten: Ihre Oberflächen sind gleichmäßig und sehr dicht von großen Einschlägen bedeckt. Anzeichen für endogene Aktivitäten wie tektonische Formationen oder Albedodifferenzen, die auf unterschiedlich zusammengesetzte geologische Einheiten schließen ließen, wurden nicht gefunden. Aus beiden Beobachtungen läßt sich ableiten, daß bei diesen Satelliten eine Differenzierung, wenn überhaupt, sehr bald nach ihrer Bildung abgeschlossen war.

b) differenzierte Satelliten: Gemeinsames Kennzeichen sind mehrere Oberflächeneinheiten, die sich durch unterschiedliche Albedo- und Einschlagskraterdichten unterscheiden. Als weitere Anzeichen für endogene Aktivität treten meist tektonisch gebildete Formationen wie Grabenbrüche auf. Als geologisch interessantester Saturnsatellit sei Enceladus herausgegriffen.

Enceladus: 5 Oberflächeneinheiten sind anhand von Kraterdichte, Textur und Relief klar unterscheidbar (Smith et al., 1982). Da die jüngste geologische Einheit zumindest bei der maximalen Auflösung von 2 km/Linienpaar keine Einschlagskrater zeigt, wird auf mehrere Aktivitätsperioden in der Entwicklungsgeschichte dieses Mondes geschlossen. Die für die endogene Aktivität benötigte Energie wird am wahrscheinlichsten aus einer selten auftretenden Resonanz mit Dione bezogen. Eine Aufheizung des Satelliten durch Gezeitenreibung wäre unter dieser Annahme kein stetiger Prozeß wie beim Jupitermond Io, sondern würde sich nur in sehr großen Zeitabschnitten

ereignen. So ließe sich das Nebeneinander von Einheiten sehr unterschiedlichen Alters auf einem derart kleinen Körper erklären.

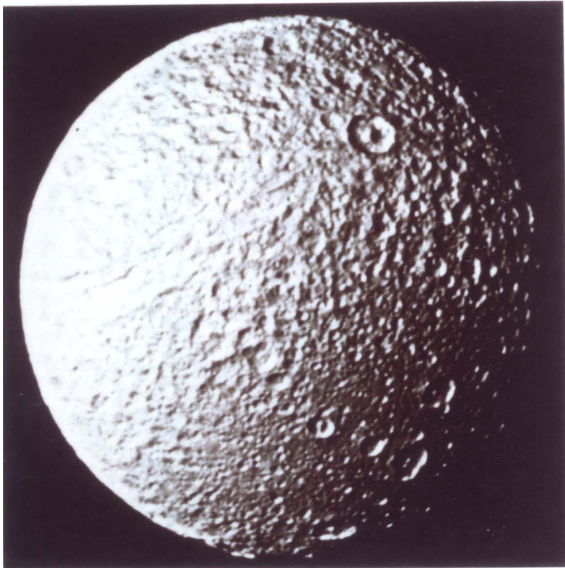
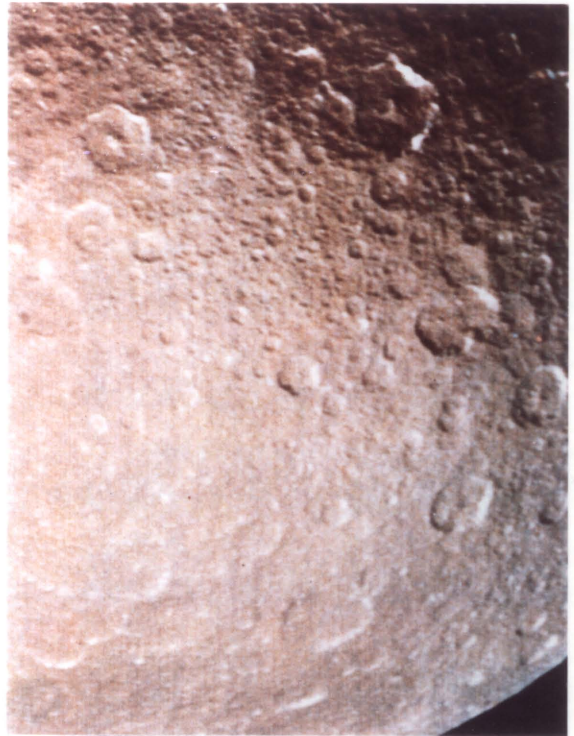
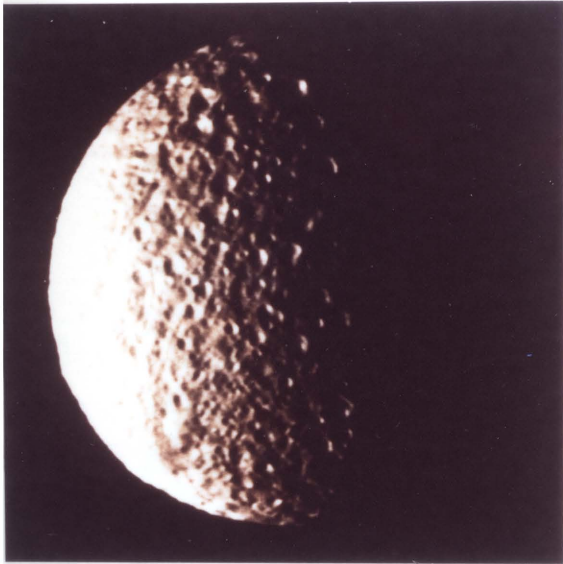


Abb. 10: Saturnmonde Mimas, Rhea, Tethys und Enceladus.

III. METHODIK DER ANALYSE VON EINSCHLAGSKRATER-HÄUFIGKEITEN

III.1. Datenerfassung und Datenreduktion

Zur Analyse der Einschlagskraterpopulationen wird Bild- und Kartenmaterial ausreichender räumlicher Auflösung benötigt, das erlaubt, eine zumindest grobe photogeologische Interpretation durchzuführen und in den interessierenden Gebieten statistisch signifikante Zahlen von Kratern zu messen. Das heute verfügbare Bild- und Kartenmaterial ist von sehr unterschiedlicher Art und Qualität und läßt sich nur begrenzt verwenden.

III.1.1. Art der Bilddaten und des Kartenmaterials

Die bisher beste räumliche Auflösung und flächenhafte Abdeckung ist beim Erdmond durch die Lunar Orbiter- und die Apollo-Missionen und beim Planeten Mars durch die Mariner-9 und Viking-Missionen erreicht worden, da es sich dabei um planetare Orbiter mit langer Missionsdauer handelte. In allen anderen Fällen (Planeten Merkur, Jupiter- und Saturn-Monde) wurden bisher nur Daten aus Vorbeiflügen (ausgenommen die Radar-Abdeckung durch den Pioneer Venus Orbiter) mit sehr unterschiedlicher Geometrie, Auflösung, Flächenabdeckung und Beleuchtung gewonnen. Hieraus ergibt sich als wesentliche Begrenzung, daß die photogeologische Interpretation der Bilddaten nicht mit gleicher Güte erfolgen kann und daß sich Kraterpopulationen häufig nur in unterschiedlichen Durchmesserbereichen untersuchen lassen und somit nicht direkt vergleichbar sind. Eine Zusammenfassung des heute verfügbaren planetaren Bild- und Kartenmaterials findet sich in Cameron und Vostrey (1982).

III.1.2. Bilddatenverarbeitung

Das planetare Bildmaterial liegt in den meisten Fällen als rektifizierte Aufnahme vor. Im Falle der Daten der Jupiter-Monde (Voyager-Missionen) mußten jedoch Rektifizierung und Mosaikierung (Zusammensetzung einzelner Bilder zu Photokarten) der Bilder vorgenommen werden. Zusätzlich wurden in diesen Fällen gewöhnlich Bildverbesserungen wie z.B. Schärfung der Kanten (Hochpaßfilterung) durchgeführt.

Für die Interpretation der verschiedenen geologischen Einheiten wurden z. T. Kontrasterhöhungen und Farbstreckungen vorgenommen.

III.1.3. Bildanalyse und Datenreduktion

Um verwertbare Ergebnisse zu erzielen, müssen die Daten auf photogeologisch zumindest grob kartierten Flächen gewonnen werden. Grundvoraussetzungen sind (vgl. Neukum et al., 1975a; Hiller, 1979; Neukum und Hiller, 1981):

- Auswahl in sich möglichst homogener Gebiete (geologische Einheiten), da Mischalter eine Mehrdeutigkeit der Kratergrößenverteilungen ergeben;
- Beurteilung, ob alle Krater tatsächlich auf der betrachteten Oberfläche aufsitzen, d.h. während der Exponierung dieser Fläche gebildet wurden oder einer unterliegenden und damit älteren Serie zuzuordnen sind;
- Analyse des Erosionszustandes des Gebietes bzw. der Kraterpopulation (kleine Krater können ausgelöscht sein);

- Eliminierung von Sekundär- und Vulkankratern;
- genaue Ermittlung der zu erfassenden Fläche;
- exakte Vermessung der Randdurchmesser der Krater.

Die in dieser Arbeit verwendeten Daten wurden monoskopisch oder stereoskopisch mit Digitalisiergeräten gemessen und per Computer weiterverarbeitet. Zum Vergleich mit den eigenen Daten und zur Ergänzung wurden zum Teil in der Literatur publizierte Daten anderer Autoren mit analysiert. Dies erfolgte in den meisten Fällen durch Redigitalisierung dieser Daten, falls in Diagrammform verfügbar, oder - falls in Tabellenform vorhanden - durch direkte Verwendung und Einordnung in das hier zugrunde liegende Größenraster unter Anwendung der entsprechend den jeweiligen Untersuchungen geeigneten Verteilungsfunktion.

III.2. Zusammenhang zwischen Krater-Produktionsverteilung und Krater-Retentions-Alter

Die Kraterpopulationen auf den Planeten sind in erster Näherung ein Abbild der Massen-Geschwindigkeitsverteilungen der die Krater verursachenden Meteoritenpopulationen^{*}. Im folgenden sollen einige quantitative Zusammenhänge vermittelt werden (vgl. Neukum et al., 1975).

Unter Annahme einer bestimmten mittleren Geschwindigkeit erzeugt eine Meteoritenpopulation der Massenverteilung $n(m,t)$ im Massenintervall $(m,m+dm)$ eine Kraterhäufigkeitsverteilung $n(D,t)$ im Durchmesserintervall $(D,D+dD)$ für eine bestimmte Exponierungszeit t . Die Funktion $n(D,t)$ wird die differentielle Verteilung genannt (Anzahl pro Fläche pro

* Der Begriff Meteorit wird im folgenden allgemein für alle Einschlagskörper gebraucht, die Krater erzeugen können, unabhängig von ihrer Größe oder Natur (z.B. Asteroid, Komet etc.).

Durchmesser zum Zeitpunkt t). Der Zusammenhang zwischen differentieller Häufigkeit und differentieller Einschlagsrate (Anzahl pro Fläche pro Durchmesser pro Zeit zum Zeitpunkt t) ist gegeben durch

$$n(D,t) = \int_0^t \varphi(D,t') dt' \quad .$$

Der Zeitpunkt t gibt die Exponierungszeit bzw. das Alter der Kraterpopulation an ($t > 0$).

Die kumulative Kraterhäufigkeit $N(D,t)$ (Anzahl pro Fläche aller Krater größer oder gleich dem Durchmesser D , die sich während der Exponierungszeit t gebildet haben,) ist gegeben durch

$$N(D,t) = \int_D^\infty n(D',t) dD' = \int_D^\infty \int_0^t \varphi(D',t') dD' dt' .$$

Die kumulative Einschlagsrate $\phi(D,t)$ ist gegeben durch

$$N(D,t) = \int_0^t \phi(D,t') dt'$$

oder $\phi(D,t) = \partial N(D,t) / \partial t$

Die Funktion $\varphi(D,t)$ kann in eine Funktion $g(D,t)$ aufgespalten werden, die das zugrundeliegende Größenverteilungsgesetz wiedergibt, das ebenfalls mit der Zeit variabel sein kann, und in eine Funktion $f(t)$, die die allgemeine Zeitabhängigkeit wiedergibt. Man kann deshalb schreiben

$$\varphi(D,t) = g(D,t) \cdot f(t)$$

oder

$$\phi(D,t) = \int_D^\infty g(D',t) f(t) dD' = G(D,t) \cdot f(t)$$

Falls keine direkte Zeitabhängigkeit des Verteilungsgesetzes vorliegt, kann die Funktion $\varphi(D,t)$ separiert werden in

$$\varphi(D,t) = g(D) \cdot f(t)$$

$$\text{und} \quad n(D,t) = g(D) \int_0^t f(t') dt'$$

$$\text{oder} \quad n(D,t) = g(D) \cdot F(t),$$

$$\text{wo} \quad F(t) = \int_0^t f(t') dt'.$$

Die kumulative Häufigkeit ergibt sich zu

$$\begin{aligned} N(D,t) &= \int_D^\infty \int_0^t g(D') dD' \cdot f(t') dt' \\ &= G(D) \cdot F(t). \end{aligned}$$

Solche Kraterpopulationen, die sich in der Zeit der Exponierung der Fläche ungestört als Abbild der Massen-Geschwindigkeitsverteilung der Meteoriten haben ausbilden können und deren Akkumulierung derart erfolgte, daß keine wechselseitige Superposition der Krater mit gegenseitiger Auslöschung erfolgt ist, bezeichnet man als Population im Produktionszustand und ihre Häufigkeitsverteilung als Verteilung in Produktion oder kurz "Produktionsverteilung".

Unter der Voraussetzung isotropen Flusses und Vernachlässigung etwaiger Targeteinflüsse und unter Voraussetzung des Produktionszustandes sind die Kraterhäufigkeiten $n(D,t)$ bzw. $N(D,t)$ von gleich lang exponierten Flächen eines Planeten beim gleichen Durchmesser D gemessen überall auf der Oberfläche gleich. Die Häufigkeiten, die man auf verschiedenen alten Oberflächen eines Planeten beim Durchmesser D mißt, sind verschieden im Verhältnis der Zeitfunktionen, d.h.

$$N_1(D, t_1) / N_2(D, t_2) = F(t_1) / F(t_2) = C.$$

Jede kumulative Kraterhäufigkeit N_i eines Planeten unterscheidet sich von einer anderen Kraterhäufigkeit N_k nur durch einen Faktor C_{ik} , welcher nur von den jeweiligen Exponierungsaltern t_i bzw. t_k der Flächen abhängt, auf denen N_i und N_k akkumulierten und der vom Durchmesser nur über die Verteilungsfunktion $G(D)$ abhängt. Analoges gilt für die differentielle Kraterhäufigkeit.

Aus diesem Zusammenhang kann man eine relative Altersstellung der geologischen Einheiten untereinander, auf denen die Kraterhäufigkeiten gemessen wurden, angeben. Die Kraterhäufigkeit $N \sim F(t)$ für festes D kann als Maß für das Alter direkt hergenommen werden. Dieses Alter wird hier als relatives Krater-Retentionsalter bezeichnet (vgl. Hartmann, 1966b; Neukum und Hiller, 1981) und allgemein auf einen bestimmten Durchmesser bezogen. Hier werden gewöhnlich relative Krater-Retentionsalter äquivalent den Häufigkeiten $N(D=1\text{km})$ oder $N(D=10\text{km})$ pro km^2 angegeben.

Die Bezeichnung Krater-Retentionsalter wird von einigen Autoren (vgl. Hartmann, 1966b; Basaltic Volcanism Project, 1981) auch synonym gebraucht mit dem aus Kratermessungen unter Anwendung des bekannten Zusammenhangs $N = G(D) \cdot F(t)$ ermittelten absoluten Alter t , während wir in diesem Fall von einem absoluten Krater-Retentions-Alter oder Krater-Modell-Alter ("cratering model age") sprechen.

III.3. Verschiedene Darstellungen der Krater-Häufigkeits-Größen-Verteilung

Kraterhäufigkeiten sind in der Literatur in verschiedenen Darstellungen zu finden, und zwar in den diskutierten kumulativen und differentiellen Darstellungen als auch in Form von inkrementalen oder relativen Häufigkeiten (siehe 3.3 und

3.4). Diese Verwendung von unterschiedlichen Methoden hat es in der Vergangenheit schwer gemacht, Daten verschiedener Autoren miteinander zu vergleichen. Dieses Problem wurde von der wissenschaftlichen Gemeinschaft erkannt und diskutiert mit dem Ergebnis, daß für verschiedene Anwendungen gewisse Verfahren empfohlen wurden (Arvidson et al., 1978). Man kann pauschal sagen, daß für Altersbestimmungen die kumulative Darstellung Vorteile bietet, für Studien des Verteilungsgesetzes die relative Verteilung und zur Untersuchung von durch Mehrstufenentwicklung oder andere Prozesse gestörten Kraterpopulationen die differentielle Verteilung. Die inkrementale Verteilung wurde nicht empfohlen. Eine Zusammenfassung der Zusammenhänge und Gründe wird im folgenden gegeben.

III.3.1. Kumulative Verteilung

Die im vorigen Paragraphen bereits angeführte kumulative Verteilung $N(D,t)$ ist von Öpik (1960) als Verteilung diskutiert worden, die dem Problem des Vergleichs zweier Kraterhäufigkeiten insbesondere mit dem Ziel der Bestimmung relativer Alter (= Krater-Retentionsalter) besonders angemessen ist. Der Vorteil der kumulativen Verteilung ist insbesondere, daß sie selbst bei kleinen Zahlen von Kratern sich schnell in ihrem statistischen Fehler stabilisiert, da durch die Integration über den Durchmesser

$$N(D,t) = \int_D^{\infty} n(D',t) dD' = \int_D^{\infty} g(D') dD' \cdot F(t)$$

alle Krater mit Durchmessern größer als D mitgezählt werden.

Die kumulative Präsentation der Daten hat natürlich den Nachteil, daß sie alle Fehler oder zahlenmäßigen Fluktuationen bei großen Kratern durch die Aufsummierung mit-schleppt. Der Exponentialcharakter der Verteilung schwächt jedoch den Einfluß der großen Krater auf die Häufigkeiten der unteren Grenze D zu kleineren Durchmessern hin rasch

genug ab. Die Praxis zeigt, daß selbst bei sehr gestörten Verteilungen die Fluktuationen bei großen Kratern meist zu nicht mehr als 20 bis 30 % auf die untere Grenze durchschlagen. Die kumulative Verteilung ist allerdings relativ unempfindlich im Vergleich zur differentiellen Verteilung $n(D,t)$ bezüglich einer Änderung des Durchmesser-Verteilungsgesetzes. In der Nutzung der Kraterhäufigkeiten zur Altersbestimmung wird jedoch die bekannte bereits gemessene Produktionsverteilung zugrundegelegt, die man als Kalibrations- oder Standard-Verteilung (vgl. Neukum und Wise, 1976) den Daten approximiert und durch die man die gemessenen Kraterhäufigkeiten auf einen dem relativen Altersvergleich angemessenen Kraterdurchmesser bezieht. Die kumulative Verteilung einer relativ ungestörten Kraterpopulation ist in Abb. 11a gezeigt. Der statistische Fehler (\sqrt{N}) wird durch die Summierung über alle großen Krater und den Exponentialcharakter der Verteilung schnell kleiner.

Die Schrittweite der unteren Grenze ist hier und in der ganzen Arbeit derart gewählt (vgl. Neukum und Hiller, 1981), daß pro Dekade 18 Intervalle in D gesetzt werden (1; 1.1; 1.2; 1.3; 1.4; 1.5; 1.7; 2.0; 2.5; 3.0; 3.5; 4.0; 4.5; 5.0; 6.0; 7.0; 8.0; 9.0). Diese quasi-logarithmische Besetzung hat sich als dicht genug für den Charakter dieser Verteilungen gezeigt. Die Schrittweiten können im Prinzip willkürlich gewählt werden, müssen jedoch dicht genug gesetzt werden, um Variationen in N ausreichend auflösen zu können. Bereits eine Intervallbreite von $(D, \sqrt{2} D)$, die häufig gewählt wird, ist nicht ausreichend, um den steilen Anstieg der Verteilungen im Bereich um $D = 1$ km zu erfassen.

III.3.2. Differentielle Verteilung

Die differentielle Verteilung ist als kontinuierliche Funktion gegeben durch $n(D,t) = \partial N / \partial D$. Sie wird gewöhnlich diskret angenähert durch $n = \Delta N / \Delta D$, wobei die Schrittweite der Intervalle geeignet zu wählen ist. Eine Intervallbreite nicht größer als $(D, \sqrt{2} D)$ ist zu empfehlen.

Die in Abb. 11a gezeigte kumulative Verteilung ist in ihrer differentiellen Darstellung in Abb. 11b gezeigt. Die Schrittweiten sind identisch. Der glatte Verlauf zeigt, daß wir es mit einer Verteilung zu tun haben, die sich nahezu ungestört als Abbild der Meteoriten-Verteilung entwickelt hat, sich also nahezu im Produktionszustand befindet.

Abb. 12 zeigt eine Mare-Oberfläche des Mondes, die Lavaüberflutungen mit Zerstörung kleiner Krater und nachfolgender Akkumulation weiterer Krater erlebt hat. Abb. 13 zeigt die differentielle Verteilung dieser Population, in der die Irregularität in der Verteilung bei $D = 1.3$ km die Zerstörung kleinerer Krater durch die Lavaüberflutung anzeigt.

III.3.3. Inkrementale Verteilung

Eine Variante der kumulativen Verteilung ist die inkrementale Verteilung. Sie wurde von Hartmann (1966a) eingeführt. In dieser Darstellung wird die Kraterhäufigkeit gewöhnlich in Intervallen fortschreitend gemessen und gegen den mittleren Durchmesser aufgetragen. Der mittlere Durchmesser kann das geometrische oder arithmetische Mittel des Intervalls sein. Leider ist dies in der Literatur häufig nicht definiert. Die Intervallgröße ist von Autor zu Autor verschieden. Intervalle der Größe $(D, 2D)$ oder $(D, \sqrt{2} D)$ werden häufig verwendet (vgl. Hartmann, 1966a).

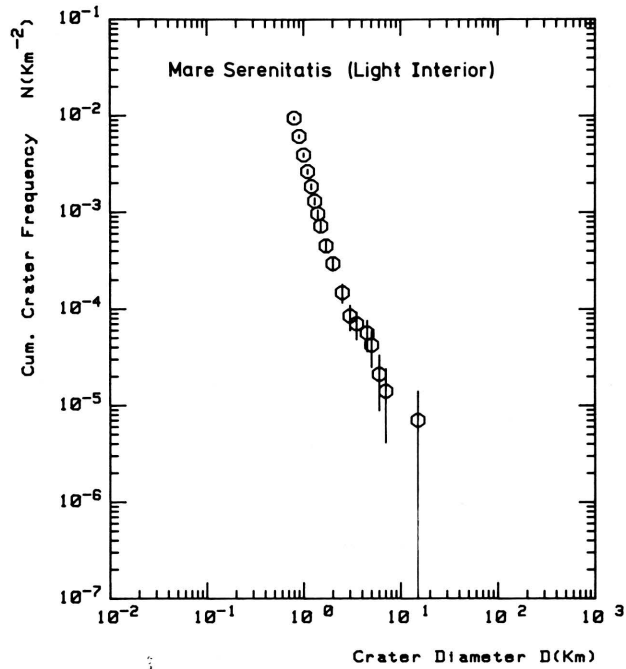


Abb. 11 a: Kumulative Kraterhäufigkeitsverteilung des Mare Serenitatis (heller innerer Teil) des Erdmondes. Die Verteilung ist nahezu eine Produktionsverteilung (Abbildung: Neukum et al., 1975a).

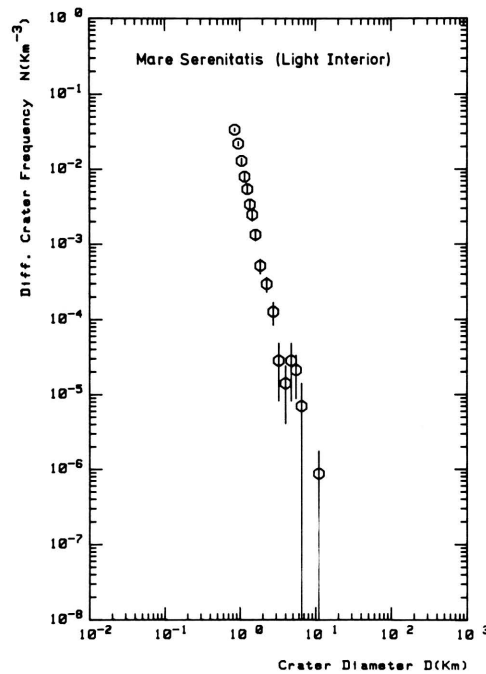


Abb. 11 b: Differentielle Darstellung der Verteilung der Kraterpopulation des Mare Serenitatis.

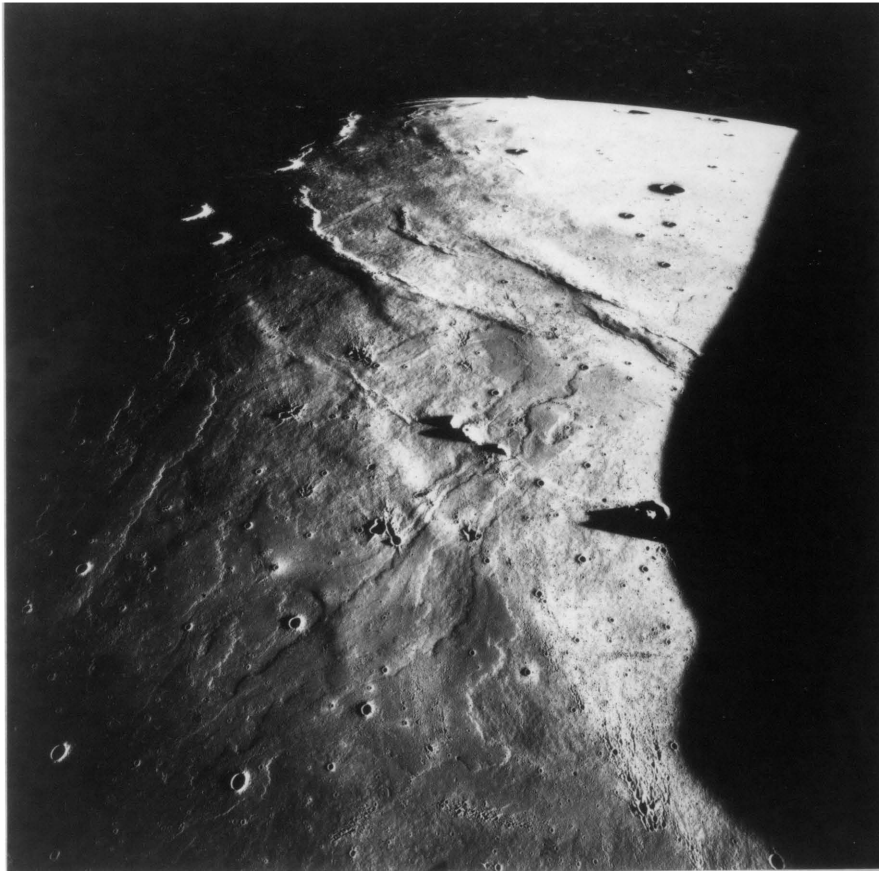


Abb. 12: Apollo 15-Aufnahme einer Mare-Oberfläche des Erdmondes mit Blick nach Norden in das Mare Imbrium. Lavaströme haben kleine Krater ausgelöscht. Diese Lavaströme gehören zu den jüngsten Lava-Extrusionen des Erdmondes.

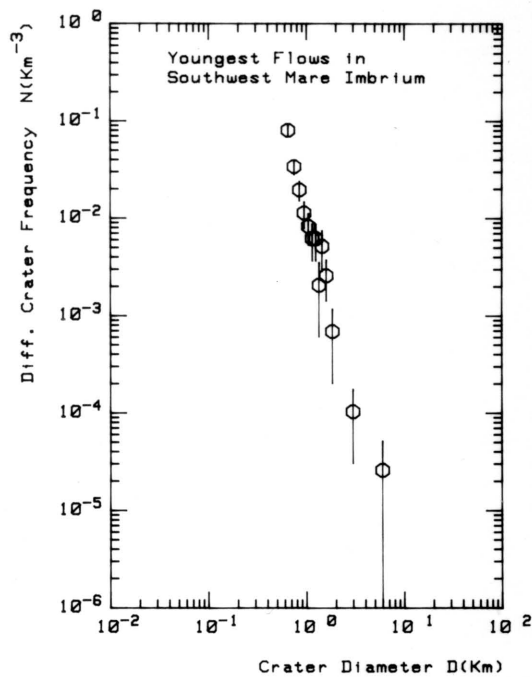


Abb. 13: Differentielle Verteilung einer Kraterpopulation des Gebietes, das in Abb. 12 gezeigt ist (Daten aus Neukum und Horn, 1976). Die Irregularität um $D=1.3$ km zeigt Auslöschung kleinerer Krater durch Überdeckung mit Lava an.

Das Problem der inkrementalen Verteilung liegt vor allem darin, daß die Häufigkeiten von der Größe des Intervalls abhängig sind, die wiederum nicht fixiert ist.

Mathematisch besteht folgender Zusammenhang zwischen inkrementaler und kumulativer Verteilung für eine Intervall-Wahl (D, pD) (mit $p > 1$) für Verteilungen, die einem Potenzgesetz der Art $n(D) = A \cdot D^\alpha$ ($\alpha < -1$) gehorchen:

$$N_{\text{increment}} = A \int_D^{pD} D'^{\alpha} dD' = (A/(1+\alpha))(p^{\alpha+1} - 1) D^{\alpha+1}$$

Die kumulative Verteilung ist

$$N = A \cdot \int_D^{\infty} D'^{\alpha} dD' = -(A/(\alpha + 1))D^{\alpha+1}$$

Daraus folgt $N_{\text{increment}} = (1 - p^{\alpha+1})N$

Die inkrementale Verteilung liegt demnach in ihrem Wert um einen Faktor $1 - p^{\alpha+1} < 1$ unter dem Wert der kumulativen Verteilung und hat die gleiche Verteilungscharakteristik, d.h. den gleichen Verteilungsindex $1 + \alpha$.

Die inkrementale Verteilung ist wegen der Abhängigkeit der numerischen Werte von der Wahl der Intervallgrößen nicht zu empfehlen (vgl. Arvidson et al., 1978).

III.3.4. Relative Verteilung

Die relative Verteilung R ist definiert (Arvidson et al., 1978) als

$$R = n(D)/D^{-3} \quad (\text{bei jeweils festem } t).$$

Die Normierung der differentiellen Verteilung $n(D)$ auf eine Verteilung $\sim D^{-3}$ wurde gewählt, weil die Populationen der großen Krater auf dem Mond und den anderen terrestrischen Planeten im Mittel Verteilungen aufweisen, die um $n(D) \sim D^{-3}$ schwanken. Durch die Normierung erhält man eine Darstellung,

die sehr empfindlich auf Abweichungen von einer differentiellen Verteilung mit Verteilungsindex (Exponent) -3 reagiert und deshalb sehr geeignet für Untersuchungen der Feinstruktur der Verteilungen ist.

In Abb. 14 ist ein Beispiel einer relativen Verteilung gezeigt. Konstante Werte von R über einen größeren Durchmesserbereich zeigen eine Abhängigkeit $n(D) \sim D^{-3}$ bzw. $N \sim D^{-2}$ an. Für Verteilungsgesetze $n(D) \sim D^{-2}$ erhält man im log-log-Diagramm von Abb. 14 Geraden, die mit wachsendem D mit 45° ansteigen; für Verteilungsgesetze $n(D) \sim D^{-4}$ erhält man Geraden, die mit abnehmendem D mit 45° ansteigen.

III.4. Modifikation der Produktionsverteilung durch Einwirkung exogener und endogener Prozesse

Infolge der Einwirkung geologischer Prozesse liegen nur in den wenigsten Fällen die Einschlagskraterpopulationen als Produktionsverteilungen vor. Die verschiedenen Prozesse und ihre charakteristischen Effekte auf die Verteilungen sollen im folgenden diskutiert werden (vgl. Neukum et al., 1975a; Neukum und Horn, 1976).

III.4.1. Impakt-Superposition und Gleichgewichtsverteilung

Nach genügend langer Exponierungszeit einer geologischen Einheit werden derart viele Krater akkumuliert, daß neue Einschläge bereits vorher existierende Krater zerstören können. Allmähliche Erosion großer Krater durch eine große Zahl kleiner Einschläge mit begleitender Auffüllung durch Auswurfmaterial der kleinen Einschläge ist ein weiterer Mechanismus, der zur Destruktion von Kratern führt. Die kleinen Krater einer Population werden zuerst von derartigen Prozessen betroffen, da sie sehr zahlreich sind, einander häufig überlagern können und auch durch wenige große Einschläge zerstört werden können. Moore (1964), Trask (1966)

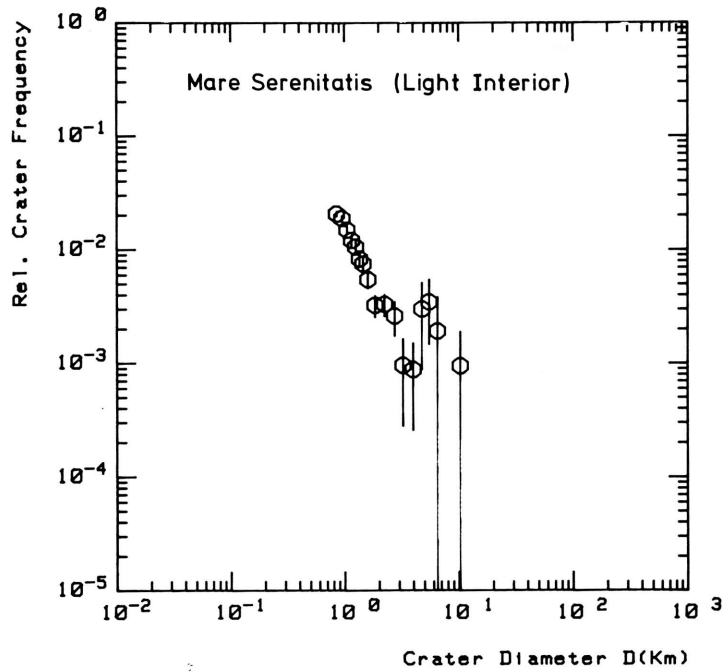


Abb. 14: Relative Verteilung der Population des Mare Serenitatis (von Abb. 11).

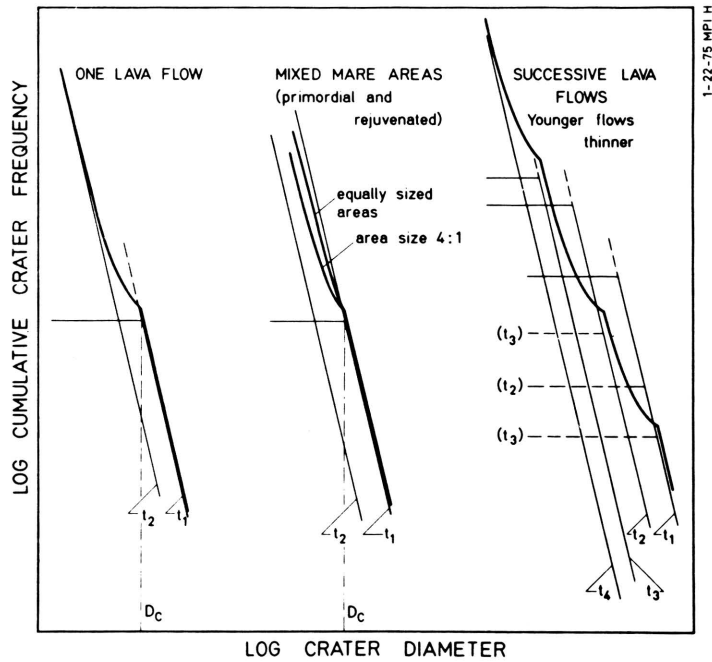


Abb. 15: Effekte von nacheinander folgenden Lavaüberflutungen auf eine Kraterpopulation mit idealisierter Kraterhäufigkeitsverteilung $N \sim D^\alpha$, $\alpha = \text{const.}$ (Abbildung Neukum und Horn, 1976).

und Shoemaker et al. (1970b) haben lunare Kraterpopulationen untersucht, um diese Prozesse zu studieren. Gault (1970) hat in Laborversuchen die Kraterzerstörung durch Einschlags-Superposition simuliert. In verschiedenen Arbeiten ist eine theoretische Behandlung der Entwicklung einer Kraterpopulation unter der Einwirkung von Einschlags-Superposition, Abrasion durch kleine Einschläge und Verschüttung durch Ejektamaterial und andere erosive Prozesse durchgeführt worden (Marcus, 1964, 1966, 1970; Walker 1967; Ross, 1968; Soderblom, 1970; Neukum und Dietzel, 1971; Woronow, 1977). All diese Studien haben zum Ergebnis, daß eine Kraterpopulation unter den genannten Destruktionseffekten einem Zustand des Gleichgewichts zustrebt, in dem die Zahl der neu gebildeten Krater der Zahl der zerstörten im statistischen Mittel die Waage hält. Man erhält Resultate der Form $N_E = K \cdot D^{-2}$ (N_E = kumulative Gleichgewichtsverteilung, K = Konstante), falls die zugrundeliegende Produktionsverteilung einem Potenzgesetz $N \sim D^\alpha$ mit $\alpha < -2$ folgt. Neukum und Dietzel (1971) geben für K an:

$$K = (-2\alpha - 4) / \pi b^{(2+\alpha)/\beta} .$$

α ist der Verteilungsindex der kumulativen Verteilung; β ist eine Größe, die in der Beziehung zwischen Kraterdurchmesser D und Masse m des verursachenden Meteoriten ("Scaling law", vgl. Kapitel IX.2.), $D \sim m^{1/\beta}$, auftritt; b ist ein Parameter, der die Effektivität der Zerstörung durch Superposition und Überdeckung mit Auswurf beschreibt und definiert ist durch die Beziehung $m_{\min} = bm$, wobei m_{\min} (äquivalent D_{\min}) die kleinste Masse ist, die einen Krater D , der von der Masse m erzeugt worden ist, gerade noch zerstören kann.

In Studien der Gleichgewichtsverteilungen von Mondkratern in lunaren Mare-Gebieten fand Trask (1966) die Beziehung

$$N = 10^{-1.1} \cdot D^{-2} \quad (D \text{ in km, } N \text{ pro km}^2),$$

folglich $K = 10^{-1.1}$ für Post-Mare-Krater im Bereich $D \lesssim 100$ m.

Für $K = 10^{-1.1} = (-2\alpha - 4)/\pi b^{(2+\alpha)/\beta}$, $\alpha = -3$ (vgl. Kapitel IV.1.),
 $\beta = 3.4$ (vgl. Kapitel IX.2.) erhalten wir

$$b = 8.5 \cdot 10^{-4}, \text{ d.h. } m_{\min} / m = 8.5 \cdot 10^{-4}, \text{ oder } D_{\min} / D = 0.12.$$

Dieses Ergebnis zeigt, daß an der Ausbildung der Equilibriumpopulation der Post-Mare-Krater der kumulierte Effekt der Zerstörung größerer Krater durch viele kleine Einschläge die dominierende Rolle spielt und nicht die direkte Superposition vergleichbar großer oder größerer Krater. Dies ist in Einklang mit den Ergebnissen von Soderblom (1970).

Im Falle des Verteilungsindex der kumulativen Verteilung $\alpha > -2$ stellt sich keine Gleichgewichtsverteilung mit $\alpha = -2$ ein, sondern es entsteht eine Verteilung, die der Produktionsverteilung ähnelt, jedoch mit einer Kraterhäufigkeit, die um einen Faktor, der im wesentlichen vom Exponierungsalter der Fläche abhängt, gegenüber der Produktionsverteilung vermindert ist. Für $\alpha = -2$ bleibt die Verteilungscharakteristik in ähnlicher Weise wie im Falle $\alpha > -2$ erhalten (Neukum und Dietzel, 1971).

Allgemein verhalten sich Kraterpopulationen unter fortwährendem Meteoritenbombardement derart, daß mit zunehmendem Exponierungsalter die Verteilungen bei immer größeren Durchmessern D_E Gleichgewicht erreichen. Es sind dann zwei Äste der Verteilung zu beobachten: Für $D > D_E$ befindet sich die Population in Produktion; für $D < D_E$ befindet sich die Verteilung im Gleichgewichtszustand. Für $\alpha < -2$ ist $D_E \sim F(t)^{-1/(2+\alpha)}$, wobei $F(t)$ das Zeitintegral der Verteilung ist (Neukum und Dietzel, 1971).

Die Kraterpopulationen der Terragebiete (Hochland) des Mondes zeigen eine sehr dichte Packung großer Krater ($D > 10$ km), die häufig mehrfach einander superponiert sind. Ob es sich bei diesen Populationen um solche (nahezu) im Produktionszustand oder im Equilibriumszustand handelt, war lange Zeit Gegenstand von wissenschaftlichen Kontroversen. Die Populationen zeigen eine Verteilung mit kumulativem Verteilungsindex nahe bei -2 , was einige Autoren (vgl. Hartmann und Wood, 1971; Gault, 1970) zum Schluß kommen ließ, daß es sich um Equilibriumsverteilungen handelt. Nähere Untersuchungen der Verteilungen zeigen jedoch (Neukum, 1971; Strom und Whitaker, 1976; Woronow, 1978), daß zwar in gewissen Durchmesserbereichen der kumulative Verteilungsindex nahe bei -2 liegt, es sich jedoch nicht um Verteilungen mit konstantem kumulativem Verteilungsindex handelt, sondern daß die Verteilungen eine komplexe Struktur zeigen. Außerdem zeigen stratigraphisch verschieden alte geologische Einheiten der lunaren Terrae und der Hochländer von Mars und Merkur, daß die absoluten Häufigkeiten entsprechend den Unterschieden im stratigraphischen Alter verschieden sind, aber gleiche Durchmesservertelungen besitzen. Die Schlußfolgerung ist, daß es sich bei den Hochlandpopulationen um Verteilungen handeln muß, die sich zumindest näherungsweise im Produktionszustand und nicht im Equilibriumszustand befinden (vgl. Kapitel IV.1.).

In der Untersuchung der Hochlandhäufigkeiten und den Interpretationen ihrer Verteilungen hat die Frage, wieviel Krater verschiedener Größe man auf eine vorgegebene Fläche packen kann, eine große Rolle gespielt. Diese Untersuchungen haben zum Konzept der "Saturation" geführt. "Geometrische Saturation" ist nach Gault (1970) erreicht, wenn bei dichtest möglicher hexagonaler Packung gleich großer Krater auf einer Oberfläche die kumulative Fläche aller Krater 90.5 % der Oberfläche ausmacht. Der Zusammenhang zwischen geometrischer Saturation und einer Population, die Equilibrium erreicht hat mit $N_E = A \cdot D^{-2}$, ist derart, daß "% Saturation" = $0.9 A$ (Neukum et al., 1973). Das Konzept der "geometri-

schen Saturation" hat wenig physikalischen Sinn, wird jedoch häufig in der Literatur als ein relatives Maß für Kraterhäufigkeiten verwendet.

Besondere Verwirrung hat leider das Konzept der "empirischen Saturation" gestiftet. Dies ist ein Begriff, der nicht genau in Termen von Kraterhäufigkeiten oder Verteilungsgesetzen definiert ist, sondern einfach meint, daß unter allen in der Natur bei Einschlägen vorkommenden erosiven Einflüssen eine Population einen Zustand erreicht hat, in dem sie ihre Durchmesser-Verteilung nicht mehr ändert (ausgenommen ist Erosion durch endogene Einflüsse, wie Wind oder Lavaextrusionen).

Die Unschärfe des Begriffs hat leider dazu geführt, daß er mehr und mehr in der Weise verwendet wird, daß häufig von Saturation gesprochen wird, wenn der subjektive Eindruck vorliegt, daß eine Oberfläche derart dicht von Kratern bedeckt ist, daß die wohl dichtest-mögliche Packung erreicht ist. Dieser subjektive Eindruck kann jedoch sehr täuschen und hat nachweislich zu falschen Interpretationen geführt (vgl. Kapitel IV.1.).

III.4.2. Erosion und Sedimentation

Kraterpopulationen auf allen Planeten sind häufig der Beeinflussung durch Lavaüberflutung, durch großflächige Überlagerung mit Auswurfmaterial oder durch Erosion infolge der Wirkung von Wind, Wasser oder Gletschern oder durch Massenbewegungen an Berghängen ausgesetzt gewesen. Solche Erosions und Sedimentationsprozesse haben generell den Effekt, daß kleinere Krater ausgelöscht werden und größere überleben können. Dies hat zur Folge, daß die durch Erosion und Sedimentation beeinflussten Kraterpopulationen eine flachere Verteilung zeigen als ihre Produktionspopulationen.

Im Falle der Überflutungen von Populationen durch Lava, ein sehr häufiger Fall vor allem auf Mond und Mars, können die Effekte quantitativ gefaßt werden (vgl. Neukum und Horn, 1976, und Neukum und Hiller, 1981).

In Abb. 15 sind die Effekte von Lavaüberflutungen auf eine idealisierte kumulative Verteilung $N \sim D^\alpha$ mit $\alpha = \text{const}$ für verschiedene Fälle dargestellt. Zur Zeit t_1 wird die geologische Einheit (Meßfläche) überflutet. Kleinere Krater werden vollständig überdeckt, größere überleben. Die originale Größenverteilung (angedeutet durch die gestrichelte Linie für die überdeckten kleineren Krater) wird in charakteristischer Weise verändert. Falls keine zusätzlichen Einschläge erfolgen, wird die Verteilung nach der Überflutung für $D \leq D_c$ einen konstanten Wert haben. Bei weiterer Exponierung baut sich im Zeitintervall zwischen t_1 und t_2 eine neue Population von Kratern auf (die Verteilung in Abb. 15, die mit t_2 indiziert ist). Falls keine Unterscheidung zwischen den Populationen gemacht wird, zählt man zur Zeit t_2 die Summe der beiden Populationen, angezeigt durch die fett gezeichnete Kurve. Für $D > D_c$ läuft die Summenverteilung parallel zur Verteilung der Population vor der Flutung, jedoch mit einem um die Population, die nach der Flutung akkumulierte, höheren Wert. Bei $D = D_c$ wird die Verteilung abrupt flacher, weil der Beitrag der Krater der Population vor der Verteilung Null ist (entspricht $N = \text{const}$ in der kumulativen Verteilung). Für $D < D_c$ wird die Summenverteilung wieder steiler und nähert sich asymptotisch der Verteilung der Population, die nach der Flutung akkumulierte. In Abb. 15 sind noch zwei häufig vorkommende Fälle erfaßt, nämlich daß in der Untersuchung einer Struktur nur ein Teil der Meßfläche mit Lava einer späteren Überflutung überdeckt ist oder mehrere geringermächtig werdende Überflutungen sich abgespielt haben.

In der Realität mögen komplexere Überflutungsprozesse auf dem Mond oder den anderen terrestrischen Planeten stattgefunden haben. Alle Effekte auf die Kratergrößenverteilungen sollten jedoch ähnlich den diskutierten drei Fällen sein oder sich

daraus zusammensetzen. Falls die Überflutung nur einmal stattfand, kann die Irregularität bei $D = D_c$ in der Verteilung zur Bestimmung der Mächtigkeit der Lavaströme verwendet werden. Nach Pike (1967) gilt der Zusammenhang $T = 0.048 \cdot D^{0.95}$ für die Randhöhe T eines Kraters mit Durchmesser D (für $D < 15$ km). (Die Randhöhe ist die Höhe des Kraterwalls über der ungestörten Oberfläche.) Für Überflutungen durch Lava mit Auslöschung der kleineren Krater bis zu einer bestimmten Größe läßt sich T für $D = D_c$ bestimmen. Die jüngsten Lavaströme im Mare Imbrium (Schaber, 1973; vgl. Abb. 12 und 13), für die $D_c \approx 1.3$ km gemessen wurde, haben demnach eine Mächtigkeit von etwa 60 m (Neukum und Horn, 1976).

Charakteristische Unregelmäßigkeiten, die von einer wiederholten Überflutung herrühren, finden sich häufig in Verteilungen von Kraterpopulationen auf Mare-Flächen des Mondes oder den Tiefebene(n) (Planitiae) des Mars. Man kann daraus detaillierte Information über die Entwicklung von Strukturen gewinnen und über die Zeiträume, in denen solche mehrfachen Überflutungen sich abgespielt haben. Ein Beispiel einer Population, die von mehreren Lavaflutungen beeinflusst wurde, ist in Abb. 16 (Apollo 11 Landestelle und Umgebung) gezeigt. Ein Beispiel für den Planeten Mars (Elysium Planitia) ist in Abb. 17a,b in Form von kumulativen und differentiellen Verteilungen gezeigt. Der Vergleich der gemessenen Verteilung mit der Produktionsverteilung zeigt eine Abweichung in den Meßwerten von der Produktionsverteilung bei etwa 4 km Kraterdurchmesser und darunter. Die differentielle Verteilung zeigt deutlich, daß Krater kleiner als 4 km im Durchmesser fast vollständig ausgelöscht wurden (Abnahme in der differentiellen Häufigkeit) und daß auf der neu geschaffenen Oberfläche wieder Krater akkumuliert sind (Teil der Kurve, der zu kleineren Kratern hin wieder ansteigt). Die alte Kraterpopulation (die vor der Überflutung akkumulierte) und die junge Population (nach der Flutung) können näherungsweise separiert werden, wie in Abb. 17c gezeigt: Die alte Population ist die für $D > 4$ km gemessene. Die junge Population wird durch Subtraktion des Beitrages der alten Population erhalten. Eine

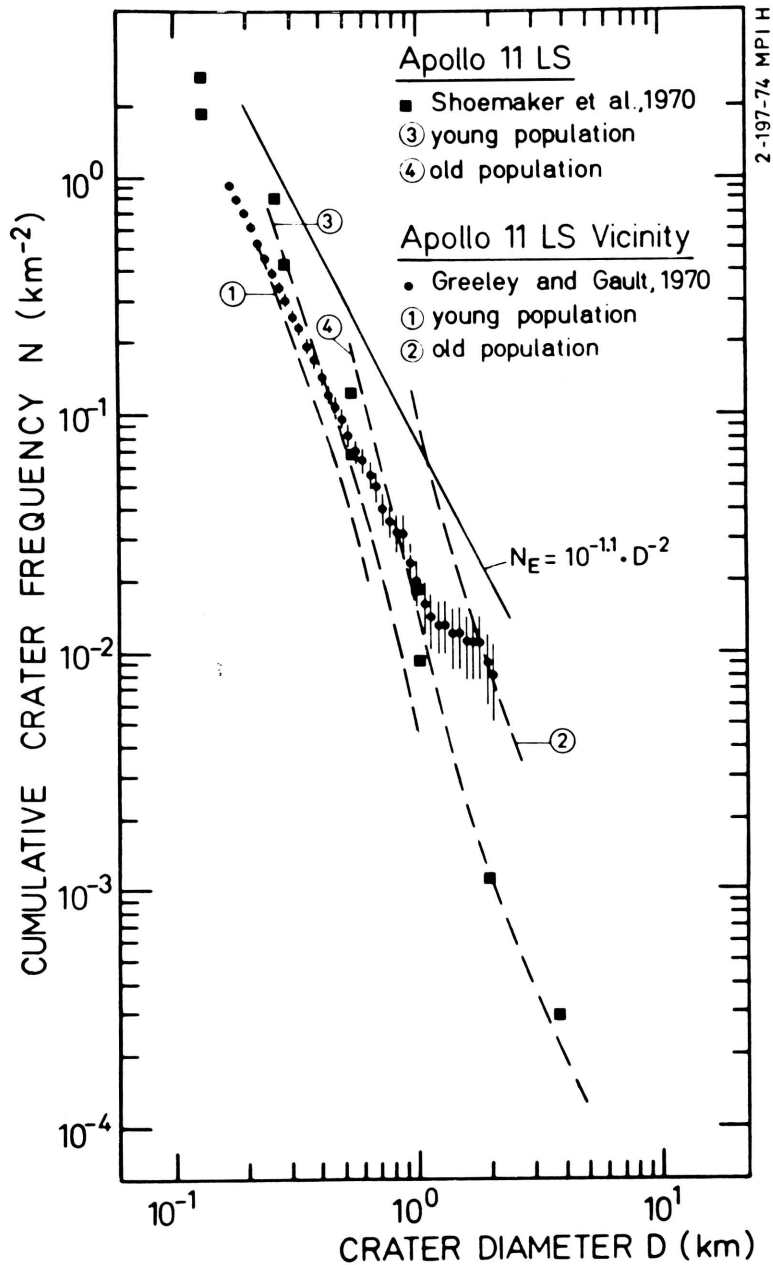


Abb. 16: Kraterhäufigkeitsverteilungen der Apollo 11-Landestelle und Umgebung (Daten von Shoemaker et al., 1970, und Greeley and Gault, 1970). Diese Daten werden derart interpretiert, daß die Verteilungen von nacheinanderfolgenden Lavaströmen beeinflusst wurden. Dies wird aus der Abflachung der Verteilungen zu kleineren Durchmessern hin analog dem Modell in Abb. 15 und aus dem Vergleich mit der lunaren Produktionsverteilung (Standard-Verteilung, gestrichelte Kurven) geschlossen. Die Häufigkeit der kleinsten Krater kann mit den jüngsten endogenen Aktivitäten assoziiert werden, während die größten Krater als Überlebende der Population interpretiert werden, die sich vor den Flutungen akkumuliert hatte. Die Abflachung der Verteilung wird nicht durch Einschlags-Erosion oder Superposition hervorgerufen, wie durch Vergleich mit der Equilibriumsverteilung $N_E = 10^{-1.1} D^{-2}$ (Trask, 1966), die wesentlich höher liegt, geschlossen werden kann.

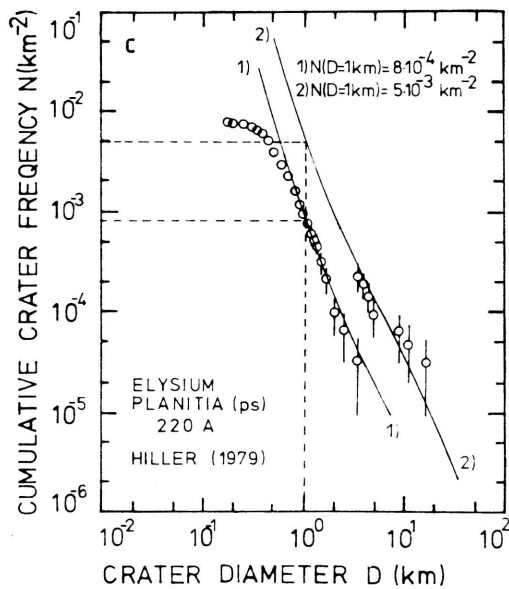
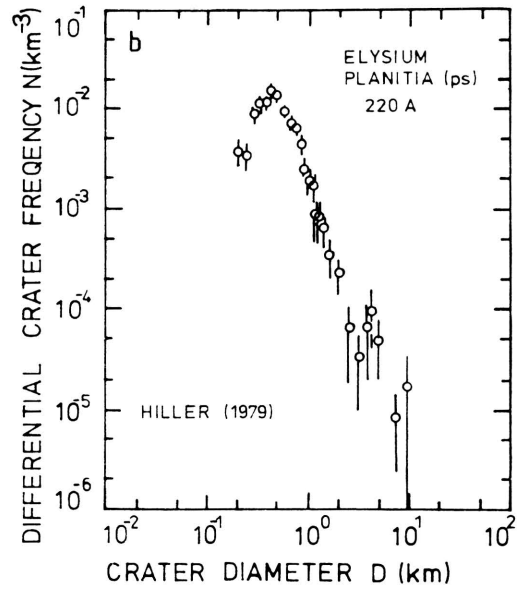
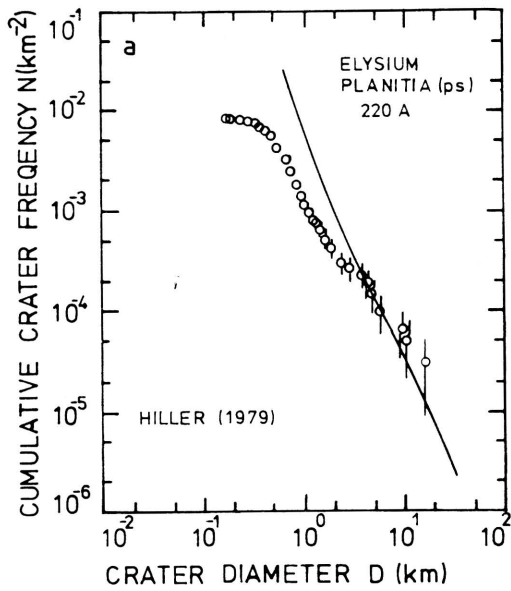


Abb. 17 a-c: Beispiel des Effekts der Beeinflussung einer Kraterpopulation des Mars in Elysium Planitia (ps = smooth plains) durch Lavaüberflutung und Extraktion von relativen Altern (Krater-Retentions-Altern).

- a) Kumulative Kraterhäufigkeitsverteilung
- b) Differentielle Kraterhäufigkeitsverteilung
- c) Separation der Populationen, die sich vor der Flutung und nach der Flutung akkumulierten, und Bestimmung der jeweiligen Krater Retentions-Alter $N(D=1 \text{ km})$.

(Abbildung: Hiller, 1979 und Neukum und Hiller, 1981).

Approximierung der Standard-Verteilung (das ist die durch einen algebraischen Ausdruck approximierte Krater-Produktions-Größenverteilung, siehe Kap. IV.1.) an die beiden separierten Verteilungen ergibt das jeweilige relative Krater-Retentionsalter bzw. die Kraterhäufigkeit bei $D=1$ km.

(Das Überbiegen der Verteilungen im Bereich $D \lesssim 0.5$ km in Abb. 17 rührt daher, daß die Krater in den Messungen nahe der Auflösungsgrenze nicht quantitativ erfaßt wurden.)

Kraterpopulationen, die durch andere erosive Prozesse, z.B. fluviatiler oder glazialer Art, beeinflußt worden sind, zeigen gewöhnlich keine solch charakteristischen Merkmale wie die durch Lavaüberflutungen beeinflussten Populationen. Es werden natürlich in solchen Prozessen ebenfalls kleinere Krater vorzugsweise ausgelöscht, was sich in einer Abflachung der kumulativen Verteilungen bei kleinen Kratern bemerkbar macht (oder einen Abfall bei der differentiellen Verteilung).

In Abb. 18 ist die Population der terrestrischen phanerozoischen Krater von Nordamerika und Nordeuropa (Grieve und Dence, 1979) wiedergegeben und mit der terrestrischen Standardverteilung (Produktionskratergrößenverteilung, siehe Kap. IV.) verglichen. Unterhalb von 20 km Kraterdurchmesser zeigt die Abweichung der gemessenen Verteilung von der Standardverteilung Auslöschung der kleineren Krater an.

III.4.3. Kontamination durch Sekundärkrater und durch vulkanische Krater

Ballistischer Auswurf von Material während des Meteoriteneinschlags verursacht die Bildung von Sekundärkratern, wie in Streufeldern von Auswurfsmaterial (Ejekta) um große frische Krater auf den Planeten zu sehen ist (vgl. Abb. 19). Oberbeck und Morrison (1973) haben die Bildung von Sekundärkratern im Laboratorium studiert und mit lunaren Formen verglichen. Sie haben gefunden, daß Sekundärkrater häufig Kraterketten bilden

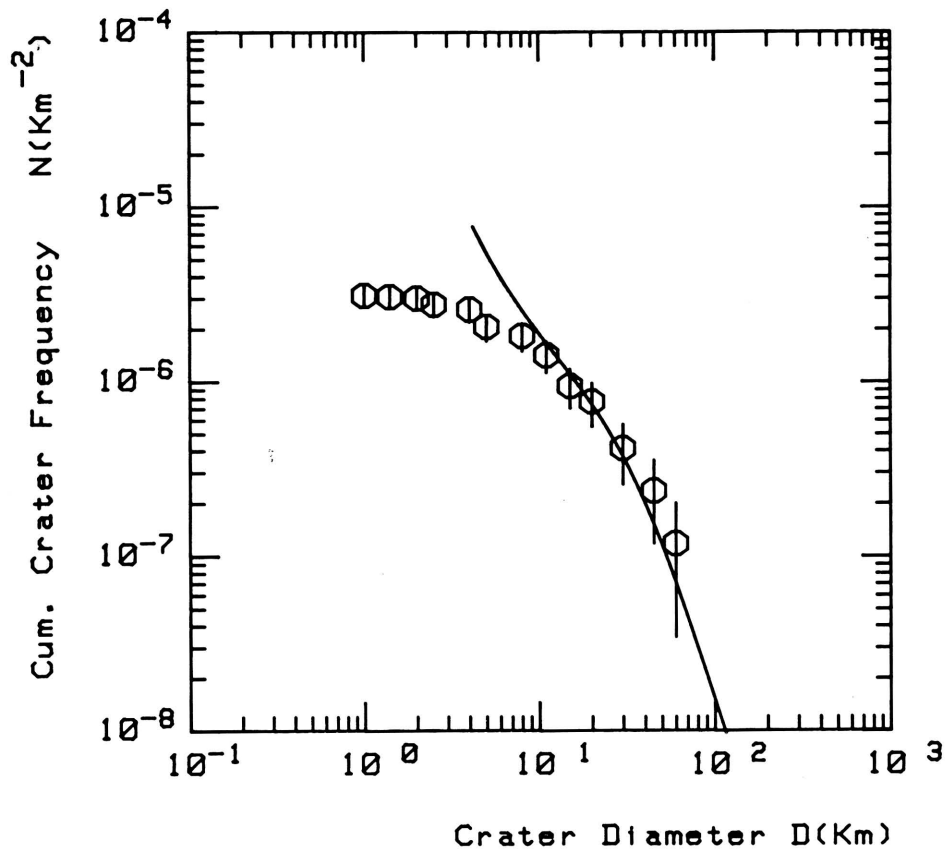


Abb. 18: Häufigkeit der phanerozoischen Krater in Nordamerika und Nordeuropa (Daten von Grieve und Dence, 1979). Die Population ist im Bereich $D < 10$ km durch erosive Prozesse beeinflusst (Auslöschung von Kratern), wie der Vergleich mit der Produktionsverteilung (Kurve) zeigt.

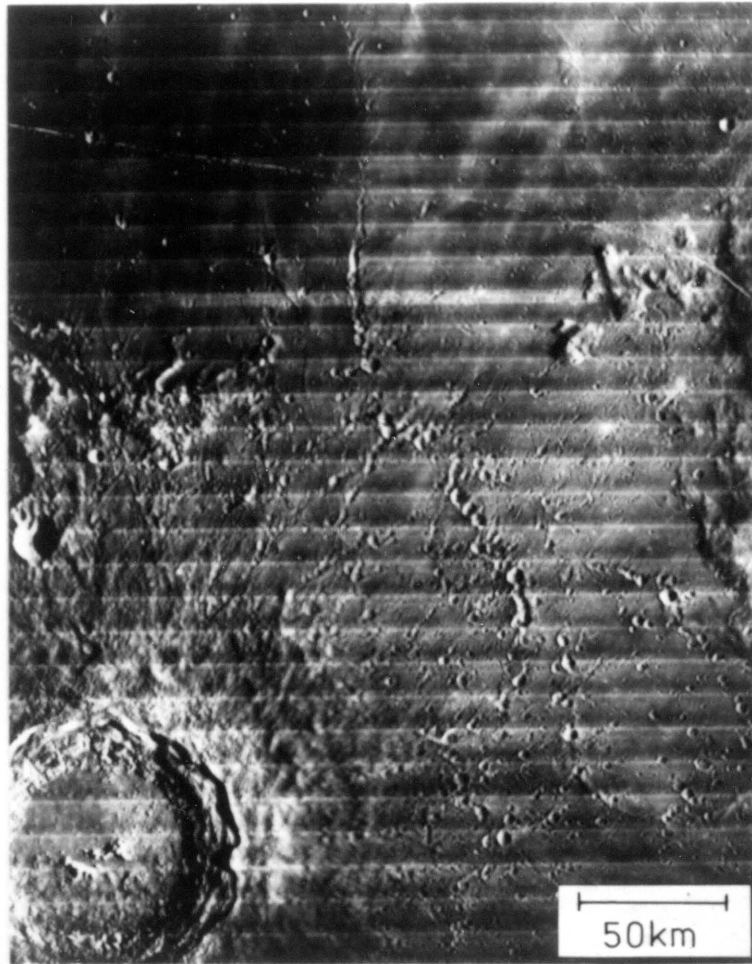


Abb. 19: Mondkrater Copernicus mit seinem Streufeld von Sekundärkratern.

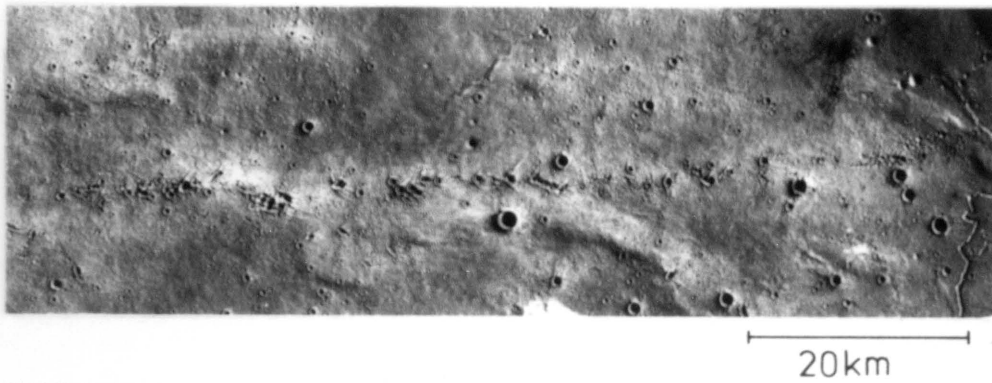


Abb. 20: Sekundärkraterkette des Mondkraters Aristarchus.

mit Kratern, die oft angenähert radial in Richtung zum Primärkrater elliptisch verformt sind und meist flacher als vergleichbar große Primärkrater sind. Das beste Kennzeichen zur Identifikation von Sekundärkratern ist das Fischgrät-Muster ("herringbone pattern"), das in simultanen multiplen Sekundäreinschlägen entsteht (vgl. Abb. 20).

Auf der Basis von Oberbeck und Morrisons Arbeit können Sekundärkrater in vielen Fällen ausgeschlossen werden. Die Unterscheidung zwischen Primär- und Sekundärkrater ist jedoch nicht in allen Fällen klar, vor allem wenn Sekundärkrater nicht in Ketten, sondern isolierten, einzelnen Exemplaren auftreten. Deshalb kann vor allem im Gebiet des diskontinuierlichen Auswurfs großer Primärkrater ein signifikanter Beitrag von nicht identifizierbaren Sekundärkratern in Messungen enthalten sein. Es ist deshalb angeraten, nicht in der Nähe von Streufeldern von großen Primärkratern zu messen (ausgenommen auf den kontinuierlichen Ejektadecken, wo keine isolierten Sekundärkrater auftreten) oder sich in den Messungen auf möglichst große Krater zu beschränken, da oberhalb einer gewissen Größe im Verhältnis zur Größe des Primärkraters keine Sekundärkrater vorkommen sollten ($D(\text{primär})/D(\text{sekundär}) = 10 - 20$; Shoemaker, 1965).

Neukum et al. (1975a) haben in Detailuntersuchungen nachgewiesen, daß im allgemeinen die Kontamination der Primärkraterhäufigkeiten durch Sekundärkrater für die Populationen des Erdmondes im Bereich von wenigen Prozent liegt. König (1977) hat gezeigt, daß zumindest in einzelnen Fällen bei sorgfältiger Kartierung des Meßgebietes recht zuverlässige Messungen von Primärkraterhäufigkeiten selbst auf Sekundärkraterketten durchgeführt werden können.

Das Problem der Sekundärkrater und welcher Anteil der Kraterverteilungen der terrestrischen Planeten primär oder sekundär ist, war lange Zeit Gegenstand von Kontroversen. Insbesondere der Anstieg der lunaren Verteilung bei $D \approx 1$ km war von vielen Autoren als Beitrag von Sekundärkratern

interpretiert worden (vgl. Shoemaker, 1965). Ähnliche Argumente wurden vorgebracht für die Verteilungen auf den anderen Planeten, vor allem für die Verteilungen, die auf dem Mars gemessen wurden (Soderblom et al., 1974), wo sich ein ähnlich steiler Anstieg der Verteilung bei $D \lesssim 1$ km wie im lunaren Fall zeigt. Es hat sich in den vorliegenden Untersuchungen gezeigt, daß die Verteilungen für $D \lesssim 1$ km im wesentlichen Primärkraterverteilungen darstellen. Dies wird in Kap. IV.1. behandelt.

In verschiedenen Arbeiten der letzten Jahre ist gezeigt worden (vgl. Oberbeck und Aggarwal, 1977; Wilhelms et al., 1978), daß es sich bei einem Teil der größeren Krater ($D > 10$ km) im Mondhochland um Sekundärkrater handelt. Wilhelms (1976) hat gezeigt, daß bei sorgfältiger Kartierung und photogeologischer Interpretation die Aussonderung der Sekundärkrater aus den Hochland-Primärpopulationen in befriedigender Weise möglich ist.

Ein kleiner Teil der lunaren Krater ist offensichtlich vulkanischen Ursprungs. Solche Krater findet man häufig in lunaren Rillen oder Graben (vgl. Grudewicz, 1973). Sie können durch ihre Morphologie und ihr Vorkommen in den meisten Fällen in den Zählungen ausgeschlossen werden.

Nur im Falle des Planeten Mars kommen vulkanische Krater in größerer Zahl und in einem Typus vor, daß eine Aussonderung sich in manchen Fällen als schwierig erweist. Dies sind Krater, die dem terrestrischen Maar-Typ vergleichbar sind (Womer et al., 1979) und wahrscheinlich in ähnlicher Weise in Form von explosivem Vulkanismus gebildet wurden. In solchen Gebieten des Mars, die allerdings selten sind, kann durch Kraterhäufigkeitsmessungen kein sicheres Alter bestimmt werden.

IV. PRODUKTIONS-KRATERGRÖSSEN-VERTEILUNG UND EINSCHLAGS- CHRONOLOGIE DES ERDE-MOND-SYSTEMS

Im folgenden soll durch eine genaue Analyse der Kraterpopulationen des Erdmondes und der Zeitabhängigkeit der Einschlagsrate im Erde-Mond-System die Grundlage der Datierungsmethode mit Kraterhäufigkeiten gelegt werden und ein Abriß der Entwicklung des Erdmondes in Wechselwirkung mit dem Meteoritenbombardement gegeben werden. Diese Ergebnisse bilden sodann die Grundlage für die Behandlung der anderen terrestrischen Planeten in den folgenden Kapiteln.

IV.1. Analyse der Produktions-Kratergrößenverteilung des Erdmondes

Die sehr verschieden alten Gebiete des Mondes zeigen Kraterhäufigkeiten in Produktion über einen sehr großen Altersbereich. Die Mare-Gebiete zwischen ca. 3 und 3.8 Mrd. Jahren, das Mondhochland (Terra oder Plural Terrae) für Alter größer als 3.8 Mrd. Jahre, und einige junge Einschlagskrater erlauben die Analyse von Kraterhäufigkeiten über die letzten paar 100 Millionen Jahre. Die Bestimmung der Produktionsgrößenverteilung und der Einschlagsrate als Funktion der Zeit ist empirisch lösbar durch Messung der Kraterhäufigkeiten $N(D,t) = G(D) \cdot F(t)$ bzw. $n(D,t) = g(D) \cdot F(t)$ über eine möglichst große Variation in D und t (vgl. Kapitel III.2.). (Es ist hier bereits angenommen, daß $g \neq g(t)$ bzw. $G \neq G(t)$; dies ergibt sich letztlich aus den im folgenden beschriebenen Untersuchungen.)

IV.1.1. Die lunare Standard- oder Kalibrations-Verteilung

Eine detaillierte Analyse der Funktion $G(D)$ bzw. $N(D,t)$ für verschiedene jeweils feste Alter t ist von einer Reihe von Autoren durchgeführt worden (wobei hier nur die moderneren Analysen zitiert werden). Shoemaker et al. (1970) haben

$N \sim D^{-2.9}$ für $D < 3$ km für verschieden alte Mare-Flächen des Mondes gefunden.

Hartmann und Wood (1971) haben $N \sim D^{-2}$ für Krater mit $D > 1$ km gefunden und Baldwin (1971) $N \sim D^{-1.8}$ für etwa denselben Bereich. Diesen Arbeiten ist gemeinsam, daß eine zeitliche Variation der Durchmesser-Verteilung nicht festgestellt wurde, d.h. es gilt $N(D,t) = G(D) \cdot F(t)$.

Chapman und Haefner (1967) haben zum ersten Mal argumentiert, daß ihre Messungen anzudeuten scheinen, daß kein simples Potenzgesetz der Durchmesser-Größenverteilungen in der Art $N \sim D^\alpha$, $\alpha = \text{const}$ vorliegt, sondern daß der Exponent eine Größenabhängigkeit zeigt, d.h. $\alpha = \alpha(D)$. Dies würde auch aus den zuvor angeführten Messungen von Shoemaker et al. und Hartmann und Wood bzw. Baldwin folgen als eine mit allen Analysen verträgliche Erklärung.

Eine detaillierte Analyse des Verteilungsgesetzes wurde von Neukum et al. (1975a) und im Anschluß daran durch Neukum und König (1976) und König (1977) vorgenommen. Kraterpopulationen auf sehr unterschiedlich alten, möglichst homogenen Flächen des Mondes mit ungestörten Kraterverteilungen wurden über einen möglichst großen Durchmesserbereich analysiert.

Die Meßgebiete und ihre Kraterpopulationen sind so ausgewählt worden, daß die Häufigkeiten verschiedener Meßgebiete mit denen anderer Gebiete in ihren kleinsten und größten Durchmessern überlappen. Somit können verschiedene Häufigkeiten in gleichen Durchmesser-Intervallen miteinander verglichen werden. Folglich kann das Verhältnis $N_j / N_k = C_{jk}$ verschiedener Populationen gebildet werden, oder in anderen Worten, es können die Häufigkeiten durch "Schieben" in $\log N$ -Richtung aufeinander normiert werden. Das Ergebnis in Abb. 21 zeigt, daß sich bei Normierung der Häufigkeiten aufeinander eine glatte Kurve ergibt. Hieraus ergeben sich folgende Schlußfolgerungen:

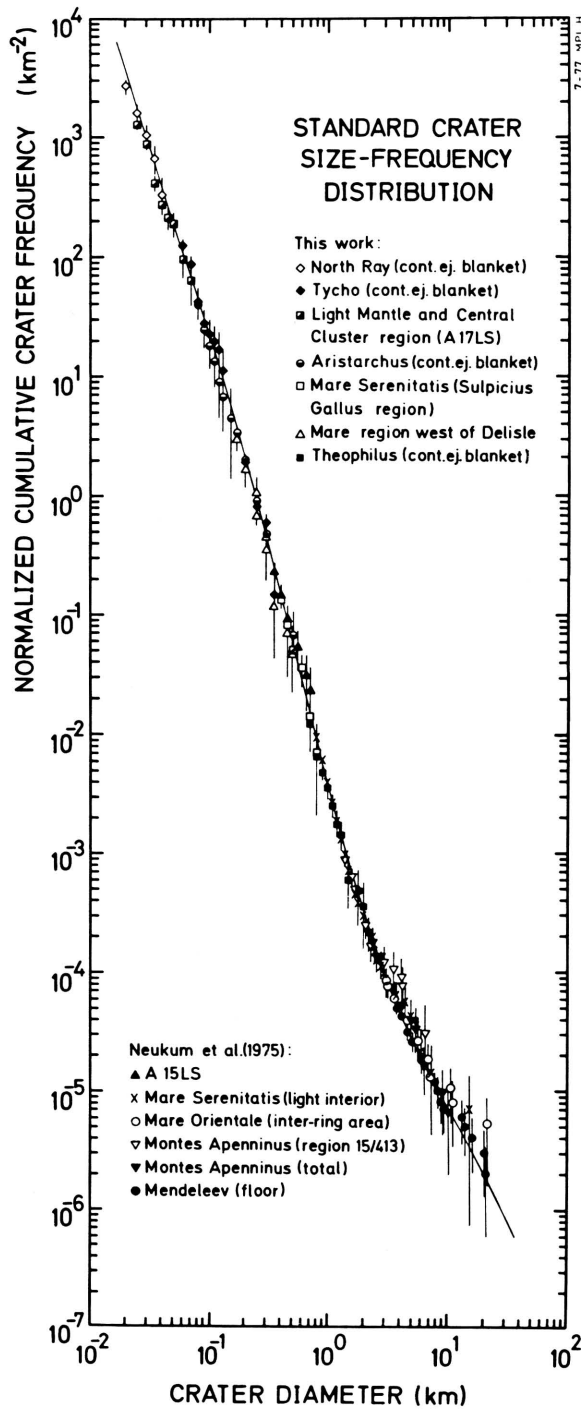


Abb. 21: Normierte Produktionsverteilungen des Mondes mit Approximation durch ein Polynom 7ten Grades in $\log D$ (Abbildung: König, 1977).

1. Die Verteilungen im Bereich $20 \text{ m} \leq D \leq 1 \text{ km}$ auf 0.1 - 3 Milliarden Jahre alten Gebieten stimmen überein und die gesamten Daten lassen sich zu einer Gesamtverteilung vereinigen. Allein die Tatsache, daß dies zwanglos möglich ist, d. h. daß sich durch sukzessives Normieren der Einzelverteilungen aufeinander ein glatter Funktionsverlauf ergibt, deutet an, daß die Kratergrößenverteilung keinen signifikanten Variationen unterworfen war. Entsprechendes gilt daher auch für die Größen- und Geschwindigkeitsverteilung der kratererzeugenden Körper.

2. Im Bereich $D \geq 1 \text{ km}$ stimmen die Verteilungen von Gebieten mit Altern zwischen 3 und mehr als 4 Milliarden Jahren überein. Dies bedeutet, daß im Zeitraum zwischen ca. 4 Mrd. Jahren und etwa 1 Milliarde Jahre die Kratergrößenverteilung in diesem Größenbereich keinen signifikanten Änderungen unterworfen war. Entsprechendes gilt für die Größen- und Geschwindigkeitsverteilung der kratererzeugenden Körper.

Die untere Zeitgrenze von etwa 1 Milliarde Jahre rührt daher, daß die Kraterpopulationen sich über den gesamten Zeitraum der Exponierung aufgebaut haben (≥ 3 Mrd. Jahre) und daß Änderungen innerhalb der letzten 1 Mrd. Jahre sich in den Messungen zu wenig bemerkbar machen würden.

3. Die lunare Produktions-Kratergrößenverteilung ist für bestimmte Größenbereiche und Alter nicht direkt bestimmbar, da entweder statistisch signifikante Zahlen nicht erfaßbar sind oder sich die Verteilungen infolge Einschlagssuperposition im Zustand des Gleichgewichts ("Saturation") befinden. Solche Bereiche sind z. B. $D < 300 \text{ m}$ und Alter > 3.5 Mrd. Jahre oder $D < 1 \text{ km}$ und Alter > 4 Mrd. Jahre.

4. Die lunaren Kraterpopulationen lassen sich in den Größenbereichen, die Messungen zugänglich sind, mit ein und derselben Größenverteilungsfunktion beschreiben. Dies

bedeutet, daß man zum Vergleich von Kraterhäufigkeiten zum Zwecke der Altersbestimmung eine Referenzfunktion zum Bezug auf den gleichen Durchmesser verwenden kann, selbst wenn in den nicht zugänglichen Bereichen das Verteilungsgesetz verschieden sein sollte.

5. Die Verteilungsfunktion folgt keinem einfachen Potenzgesetz, sondern ihre Struktur im Bereich $20 \text{ m} \leq D \leq 20 \text{ km}$ ist derart komplex, daß sich $\log N(D)$ nur durch ein Polynom des Grades ≥ 7 in $\log D$ gut approximieren läßt (cf. Neukum et al., 1975; König, 1977), das in Abb. 21 eingezeichnet ist (als Polynom 7. Grades).

Der Bereich $D > 5 \text{ km}$, der statistisch etwas schwach belegt ist, ist vom Autor in jüngster Zeit genauer analysiert worden. Insbesondere fehlt die Beschreibung der Verteilung für Populationen im Bereich $D \geq 20 \text{ km}$. Diese Populationen sind auf sehr alten Gebieten des Mondhochlandes meßbar. Außerdem ist es möglich, über die gesamte Mond-Vorderseite die Verteilung von copernicanisch-eratosthenischen Kratern (Post-Mare-Verteilungen) mit $D \geq 20 \text{ km}$ quantitativ zu ermitteln (Wilhelms, 1979). Dadurch ist die Verteilung im Bereich $D \geq 20 \text{ km}$ über eine große Altersspanne meßbar (ca. 4.4 - 1 Mrd. Jahre; siehe folgendes Kap. IV.1.2.)

Die Anbindung der Häufigkeiten für $D < 20 \text{ km}$ an die Häufigkeiten für $D > 20 \text{ km}$ zur Bestimmung der Verteilung über den gesamten zugänglichen Durchmesserbereich von weniger als 100 m und mehr als 100 km kann in mehrfacher Weise durchgeführt werden:

1. Direkte Verbindung der Häufigkeiten für $D < 20 \text{ km}$ und $D > 20 \text{ km}$ in Gebieten, in denen Daten von beiden Durchmesserbereichen vorliegen und die durch ihr gleiches Alter die Verteilung kleiner Krater im Verhältnis zu großen Kratern per se fixiert. Beispiele dafür sind Population auf Imbrium-Ejekta und Orientale-Ejekta (vgl.

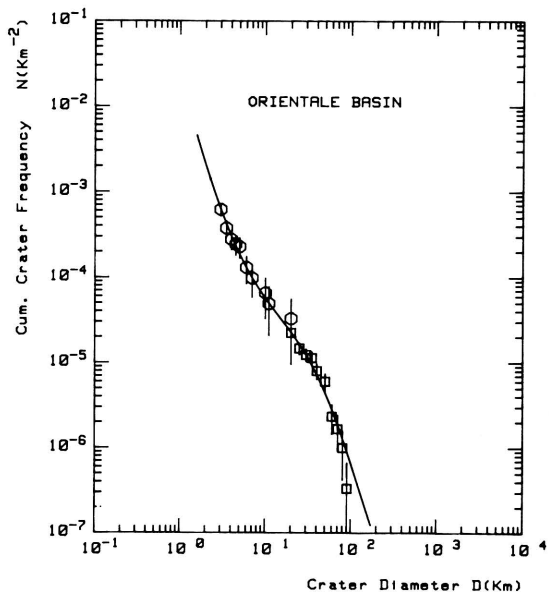
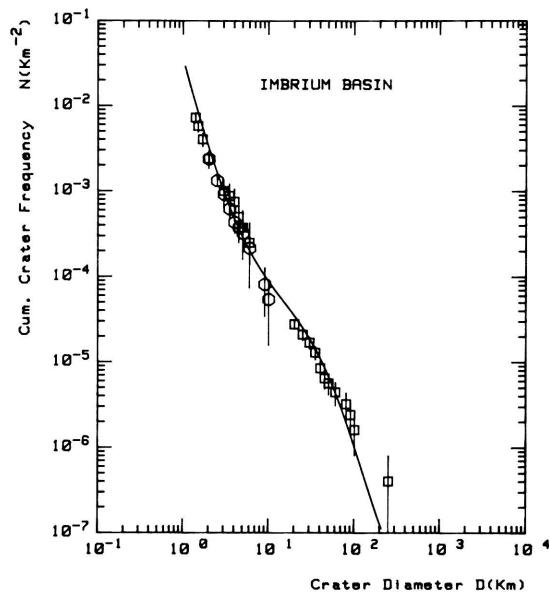


Abb. 22: Häufigkeiten kleiner Krater ($D < 20$ km) und großer Krater ($D > 20$ km) auf gleichalten Flächen von Imbrium- bzw. Orientale-Ejecta. Durch das gleiche Alter ist die Häufigkeitsverteilung in beiden Bereichen zueinander fixiert. Die durchgezogene Kurve ist die hier abgeleitete lunare Standardverteilung, deren Verlauf bei kleineren und größeren Kratern durch andere Messungen bestimmt worden ist.
(Daten von Neukum et al., 1975a und Wilhelm, 1979).

Abb. 22). In solchen Fällen ist jedoch nicht der gesamte interessierende Durchmesserbereich erfaßbar.

2. Ermittlung der Häufigkeiten kleiner Krater ($D < 20$ km) und großer Krater ($D > 20$ km) auf verschiedenen Gebieten, deren Alter bekannt ist. Die Anbindung der Häufigkeiten zur Bestimmung der Verteilung im ganzen Durchmesserbereich erfolgt durch Normierung der jeweiligen Häufigkeiten auf das Zeitintegral der Einschlagsrate $F(t)$, das natürlich bekannt sein muß. Insbesondere für Alter $t < 3 \cdot 10^9$ a deuten alle Messungen (siehe folgende Kapitel) auf eine im Mittel konstante Einschlagsrate hin. Kraterpopulationen auf Gebieten solchen Alters sind deshalb besonders leicht miteinander zu vergleichen, da die Häufigkeiten linear in t sind ($F(t) \sim t$).

Analysen der Kraterpopulationen in der beschriebenen Art sind im einzelnen durchgeführt worden. Ein Beispiel für die unter 2. genannte Verfahrensweise ist in Abb. 23 gegeben. Alle Häufigkeiten fallen nach Normierung auf $F(t) \sim t$ auf eine glatte Kurve (konstante Einschlagsrate, siehe folgende Kapitel). Die Kurve ist die hier beschriebene, weiter unten angegebene lunare Standardverteilung. Es zeigt sich demnach, daß die hier ermittelte Verteilung eine gute Approximation für die lunare Produktionsverteilung für die letzten 3 Mrd. Jahre im untersuchten Durchmesserbereich ist. Die Konsistenz der Darstellung zeigt, daß die Annahme konstanter Einschlagsrate mit hoher Wahrscheinlichkeit richtig ist.

Eine Synthese der Daten von Neukum et al. (1975), Neukum und König (1976), König (1977) und der neuesten Daten für $D \geq 20$ km ermöglicht eine Bestimmung der Größenverteilung im Durchmesserbereich $10 \text{ m} \leq D \leq 300 \text{ km}$ (Neukum, 1983). Ein den normierten logarithmischen kumulativen Häufigkeiten approximiertes Polynom 11. Grades in $\log D$ gibt den komplexen

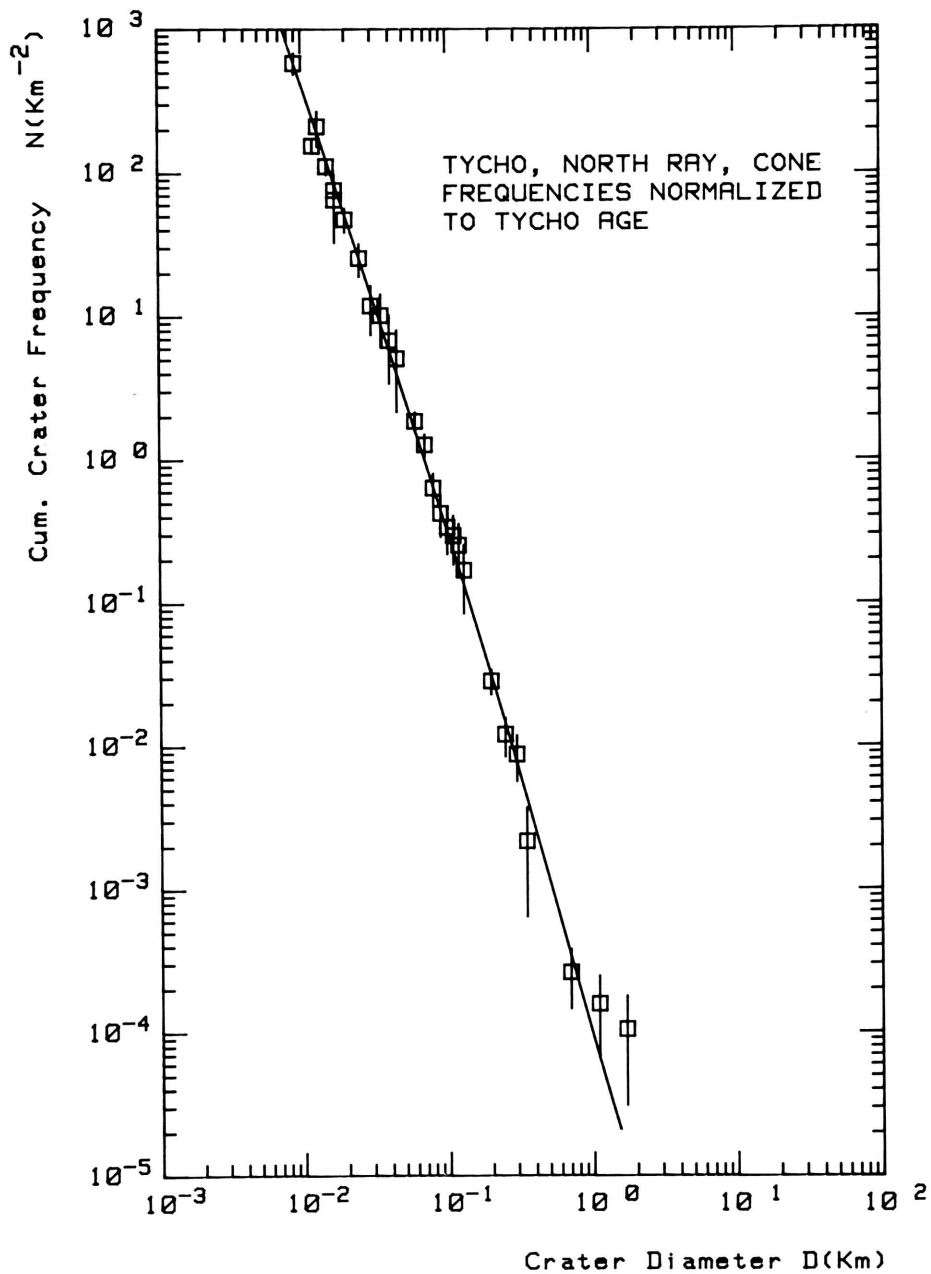


Abb. 23: Normierung von Kraterhäufigkeiten verschiedener jüngerer lunarer Gebiete unter der Annahme konstanter Einschlagsrate ($F(t) \sim t$) auf die Häufigkeit der auf dem Krater Tycho gemessenen superponierten Krater. Die Häufigkeiten fallen auf die lunare Standardverteilung.

Verlauf der Verteilung mit ausreichender Genauigkeit wieder. Das Polynom hat die Form

$$\log N = a_0 + a_1 \log D + a_2 (\log D)^2 + \dots + a_{11} (\log D)^{11}.$$

Seine Koeffizienten sind:

$$\begin{aligned} a_1 &= -3.6269 & a_7 &= 0.0379 \\ a_2 &= 0.4366 & a_8 &= 0.0106 \\ a_3 &= 0.7935 & a_9 &= -0.0022 \\ a_4 &= 0.0865 & a_{10} &= -5.180 \cdot 10^{-4} \\ a_5 &= -0.2649 & a_{11} &= 3.970 \cdot 10^{-5} \\ a_6 &= -0.0664 \end{aligned}$$

Die Formel liefert die kumulative Häufigkeit N pro km^2 , wenn man den Durchmesser D in km angibt. Die Koeffizienten sind im Bereich $10 \text{ m} \leq D \leq 300 \text{ km}$ gültig, nicht jedoch darüber hinaus. Im Mittel ist die Güte der Approximation im Bereich $10 \text{ m} \leq D \leq 300 \text{ km}$ besser als 50 % (Standardabweichung). Die Verteilungsfunktion stimmt mit früher ermittelten Ausdrücken (Neukum et al., 1975a; König, 1977) in den jeweiligen Gültigkeitsbereichen innerhalb 50 % überein.

Um einen allgemeinen mathematischen Ausdruck für die kumulative Verteilungsfunktion für ein spezielles Gebiet zu gewinnen, muß noch ein additiver Term zur Polynomformel hinzugefügt werden, der das Alter t_0 des Gebiets berücksichtigt. $\log N = a_0 + a_1 \log D + \dots + a_{11} (\log D)^{11} + \log F(t_0)$, wobei $F(t_0)$ das Zeitintegral der Einschlagsrate ist, der das Gebiet seit seiner Entstehung ausgesetzt war. Für die numerische Approximation wurde willkürlich $a_0 + \log F(t_0) = -2.5340$ gesetzt ($N(D=1\text{km}) = 2.92 \cdot 10^{-3}$).

Die Standardverteilung ermöglicht es nun, Kraterhäufigkeiten von Populationen in verschiedenen Durchmesserbereichen miteinander zu vergleichen und relative Alter der geologischen Einheiten zu bestimmen, auf denen die Kraterhäufigkeiten gemessen worden sind. Dabei ist es zweckmäßig,

sich auf denselben Referenzdurchmesser zu beziehen, hier $D = 1 \text{ km}$ oder $D = 10 \text{ km}$. Die Verteilungsfunktion ist in Abb. 24 dargestellt im Vergleich mit Verteilungsgesetzen aus der älteren Literatur (Shoemaker et al., 1970; Baldwin, 1971; Hartmann and Wood, 1971), bei denen Funktionen mit konstantem Verteilungsindex α der Form $N \sim D^\alpha$ verwendet wurden. Derartige Formeln sind nur in einem sehr begrenzten Durchmesserbereich gültig und ihre Anwendung kann zu erheblichen Fehlern führen, wie in der Abbildung veranschaulicht ist.

Die Verteilungsfunktion ist eine sehr komplexe Funktion mit Werten des Verteilungsindex zwischen -1 und -4 . Dies ist aus der Darstellung der relativen Häufigkeit in Abb. 25 besonders gut ersichtlich. Man erkennt deutlich die Abweichung von der in der zitierten älteren Literatur postulierten Verteilung mit $\alpha = -2$ im Bereich $D > 5 \text{ km}$. Im Bereich $D < 1 \text{ km}$ liegt α im Mittel bei -3 , das heißt die Häufigkeit steigt zu kleinen Kratern hin steil an. Diese Besonderheiten sollen im folgenden diskutiert werden.

IV.1.2. Größenverteilung auf den ältesten Oberflächen des Mondes

Die Verteilung von Kratern im Bereich $D \geq 20 \text{ km}$ auf den ältesten Teilen der Mondkruste war jahrelang Gegenstand wissenschaftlicher Kontroverse. Eine Reihe von Autoren (vgl. Hartmann and Wood, 1971; Shoemaker, 1970; Hartmann, 1972) betrachten diese Populationen als in "Saturation", d.h. im Equilibrium mit destruktiven Prozessen, vorwiegend solchen der direkten Einschlagssuperposition (vgl. Kapitel III.4.1.). Darauf schien auch die Verteilung $N \sim D^{-2}$, die in etwa gemessen wurde, hinzudeuten, die sich unter bestimmten Voraussetzungen für einen solchen Zustand einstellen sollte. Eine andere Gruppe von Autoren erkannten jedoch Abweichungen von der D^{-2} -Verteilung und stellte bei Untersuchungen fest, daß zumindest die größeren Krater ($D > 30 - 50 \text{ km}$) nicht so dicht liegen, daß signifikante Zahlen von Kratern dieser Größe durch Einschlagssuperposition ausge-

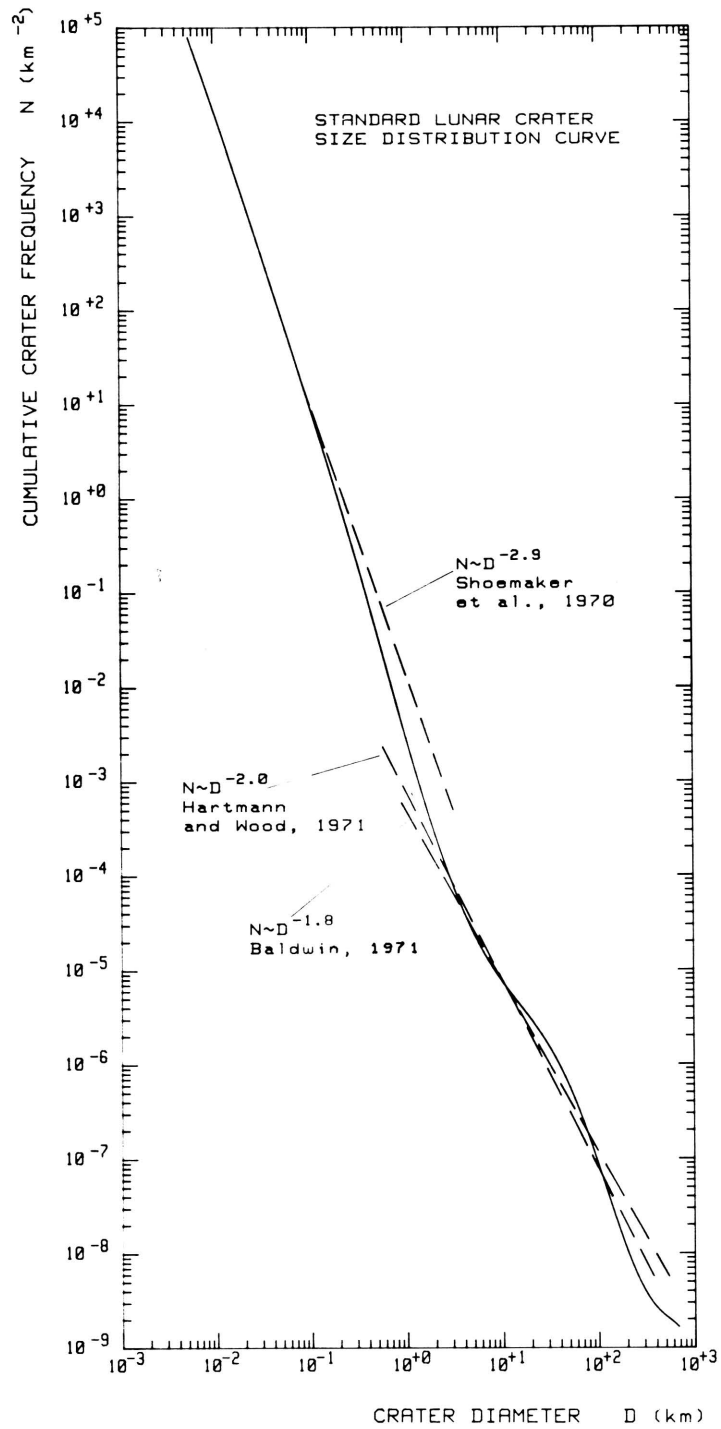


Abb. 24: Vergleich der abgeleiteten Kratergrößenverteilungsfunktion mit Verteilungen aus der Literatur. Sie sind geeignet normiert worden und im Bereich ihrer angegebenen Gültigkeit eingetragen.

löscht sein sollten (Neukum, 1971; Neukum und Wise, 1976; Baldwin, 1971; Woronow, 1977; Strom, 1977). Eine Klärung dieser Problematik ist nun möglich. Die Messungen zeigen deutlich, daß die Verteilung auf den ältesten Gebieten des Mondes für $D > 20$ km keiner D^{-2} -Gleichgewichtsverteilung folgt. Es kann sich nur (zumindest im wesentlichen) um eine Produktionsverteilung handeln. Diese Aussage wird erhärtet durch die Ergebnisse einer Analyse jüngerer Hochland- und Mare-Populationen. In Abb. 26 sind mittlere Häufigkeiten von prae-nectarischen, nectarischen und eratosthenisch-copernicanischen Populationen im Vergleich zur Hochland-Häufigkeit aufgetragen. Die Verteilungen sind innerhalb der Fehlergrenzen identisch, d.h. die Verteilungen waren über den gesamten erfaßten Zeitraum stabil. Insbesondere sollten Gleichgewichts-Verteilungen $N = K \cdot D^{-2}$ einen im wesentlichen konstanten Koeffizienten K aufweisen (vgl. Kap. III.4.1.). Die Verteilungen spiegeln jedoch deutlich die verschiedenen Alter der untersuchten Gebiete bzw. Populationen wieder, was das Charakteristikum von Populationen im Produktionszustand ist.

Strom (1977) hat argumentiert, daß die Verteilungen der Post-Mare-Krater von denen der Prae-Mare-Krater verschieden seien. Diesen Argumenten kann hier nicht gefolgt werden. Auch eine detaillierte Analyse der Verteilungen über die Darstellung als relative Häufigkeiten zeigt, daß innerhalb des statistischen Fehlers alle Verteilungen, auch die Post-Mare-Verteilungen (i.e. Eratosthenisch-Copernicanische Verteilungen) identisch sind. Die von Strom gefundene Verteilung wurde vom Autor analysiert und ist wohl Produkt schlechter Statistik (Neukum, 1983). Aus Abb. 26 läßt sich erkennen, daß die Verteilung für $D < 50$ km der älteren Gebiete im Vergleich untereinander und zur Standardverteilung etwas flacher erscheinen als die der jüngeren Gebiete. Dies wird interpretiert als Effekt der bei immer dichterem Kraterbesetzung doch stattfindenden teilweisen Auslöschung kleinerer Krater, d.h. die ältesten Populationen sind bezüglich der kleineren ($20 \text{ km} < D < 50 \text{ km}$)

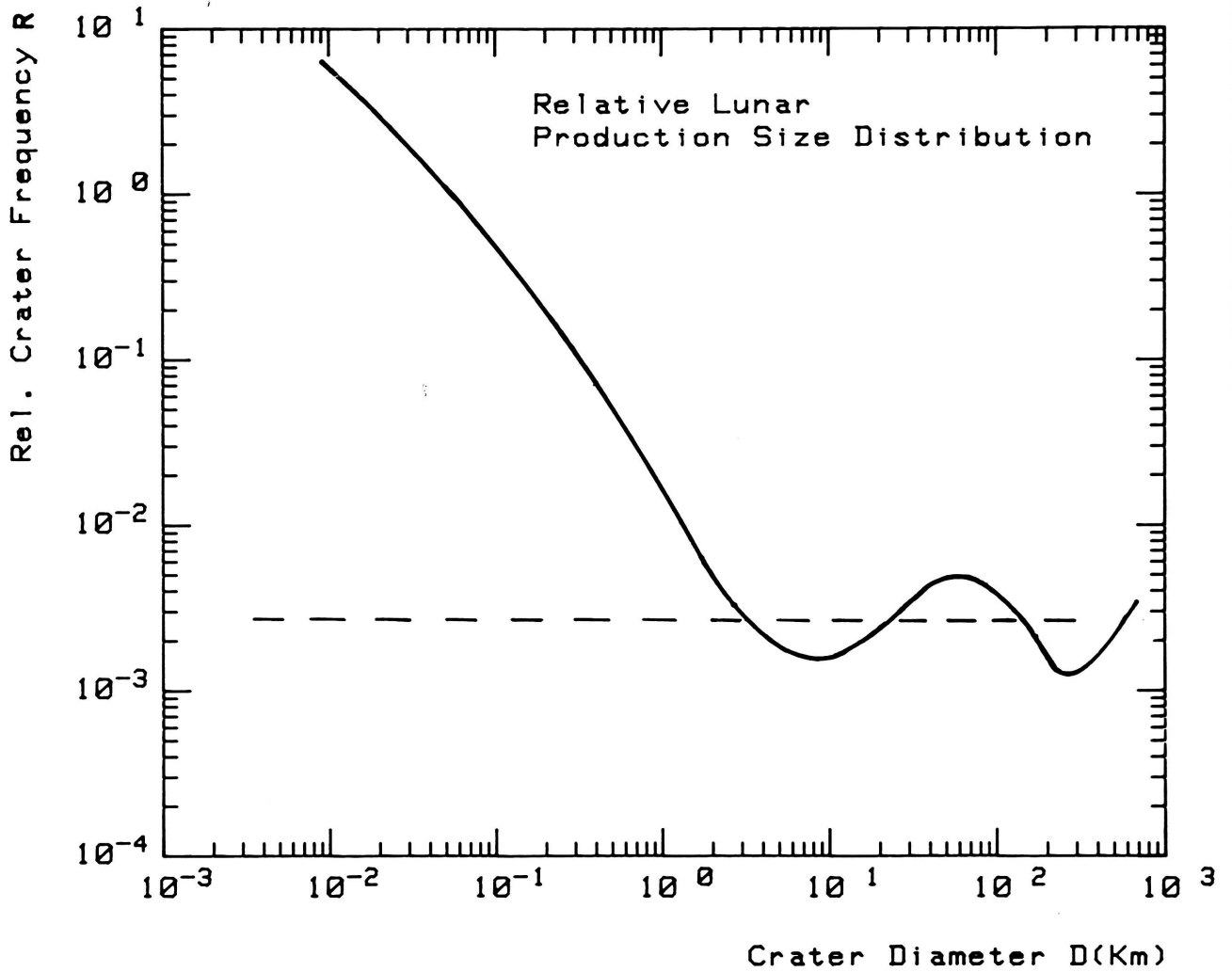


Abb. 25: Die lunare Standard-Kratergrößenverteilung (durchgezogene Kurve) in relativer Darstellung. Die gestrichelte horizontale Linie $R = \text{const.}$ entspricht einer kumulativen Verteilung $N \sim D^{-2}$ bzw. einer differentiellen Verteilung $n \sim D^{-3}$.

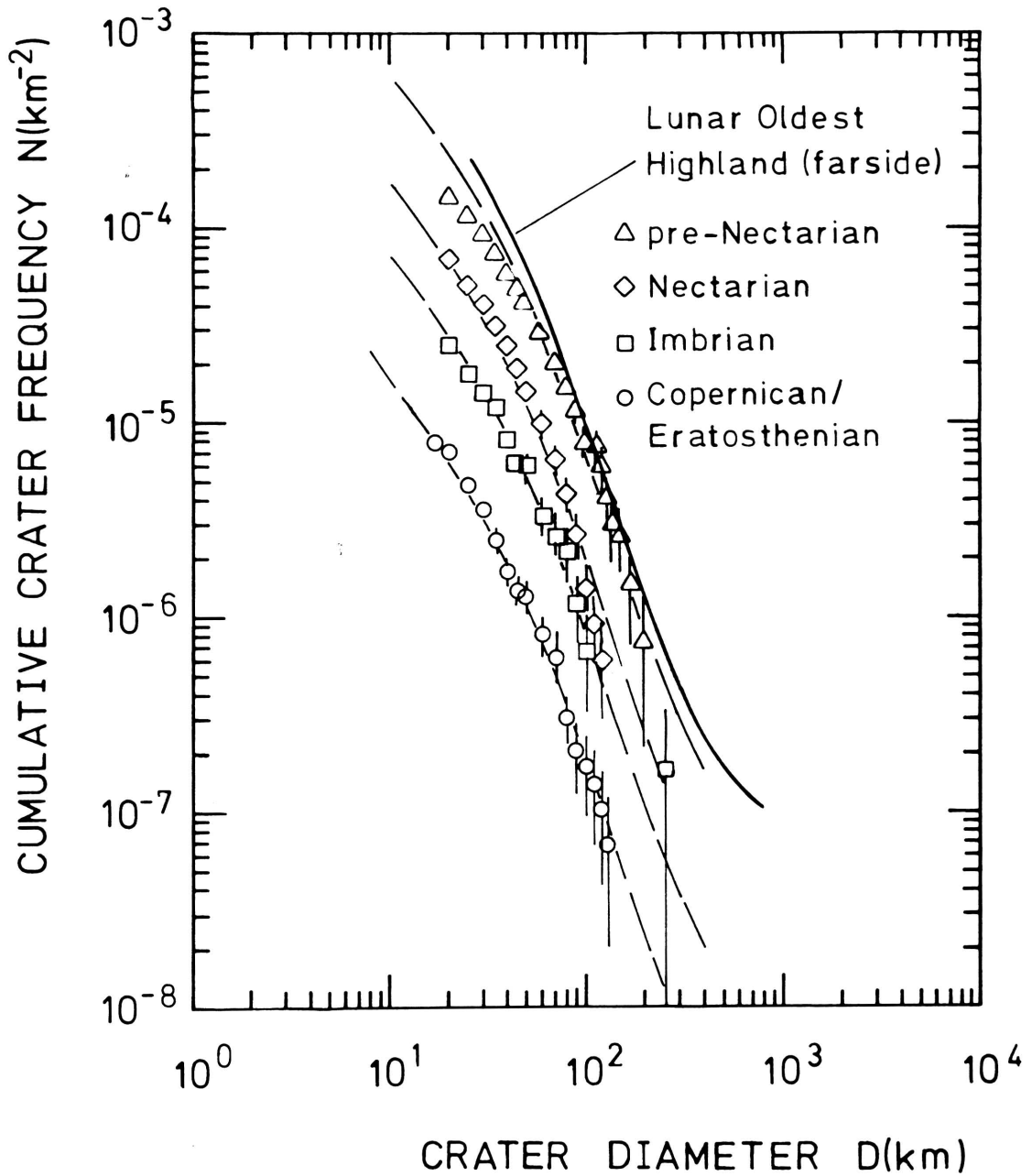


Abb. 26: Größen-Verteilung lunarer Krater mit $D \geq 20$ km. Die Verteilungen folgen im wesentlichen der Standardverteilung (durchgezogene Kurven). Dies beweist die Stabilität der Verteilung über mehr als 4 Mrd. Jahre.

Krater nicht exakt in Produktion, jedoch weit entfernt vom Verteilungs-Gleichgewicht.

IV.1.3. Die Population von Sub-Kilometer-Kratern: Primäre oder sekundäre Krater?

In diesem Abschnitt soll noch einmal im Detail auf die Frage eingegangen werden ob die lunaren Kraterpopulationen im Bereich $D \lesssim 1$ km im wesentlichen aus Primär- oder Sekundärkratern bestehen.

Eine Reihe von Autoren (vgl. Shoemaker, 1965; Brinkmann, 1966; Soderblom et al., 1974) haben das steile Ansteigen der Häufigkeiten um $D = 1$ km als Beitrag von Sekundärkratern interpretiert. Shoemaker hat diese Sekundärkrater als "background secondaries" bezeichnet, da keine primären Quellen erkennbar sind. Dabei ist die Idee derart, daß große Krater ($D \gtrsim 10$ km) Auswurf produzieren, der ballistisch weite Strecken um den Mond fliegt und beim Auftreffen dann statistisch über die Mondoberfläche verteilt Krater im Bereich $D \lesssim 1$ km erzeugt, die durch diesen Mechanismus der mondweiten Verteilung sich wie primäre Einschläge verhalten.

Soderblom et al. (1974) haben diese Argumente benutzt, um auch die Verteilungen auf dem Mars für $D < 1$ km, die wie die Verteilungen des Mondes einen steilen Anstieg zeigen, analog als Sekundärkraterpopulationen zu erklären (vgl. auch Kap. V.1.). Ihre Argumentation soll hier beleuchtet werden.

Unter der Annahme einer simplen Exponentialfunktion $N \sim D^\alpha$ für die primäre Verteilung leiten Soderblom et al. eine Beziehung her zwischen D_c , dem Durchmesser, bei der die Häufigkeiten von Primärkratern und Sekundärkratern gleich sind, und D_{max} , dem Durchmesser des größten Primärkraters, der einen Beitrag zur Sekundärkraterpopulation leistet:

$$D_c = D_{\max} \left[\frac{\alpha}{(\beta - \alpha) k^\beta} \right]^{1/(\alpha - \beta)}$$

wobei $\beta = -3.5$ der Verteilungsindex der Sekundärkraterverteilung

$$N_{\text{sek}} = (D_{\text{sek}} / kD)^\beta \quad \text{ist;}$$

N_{sek} ist die kumulative Häufigkeit der Sekundärkrater, die durch einen Primärkrater mit Durchmesser D erzeugt wird und D_{sek} bedeutet den Sekundärkraterdurchmesser; $k = \text{const.}$ Der Wert für $\beta = -3.5$ stammt aus beobachteten Verteilungen lunarer Sekundärkrater in Streufeldern von Primärkratern und aus Untersuchungen an experimentellen Nuklearkratern (Shoemaker, 1965).

Soderblom et al. (1974) schließen aus ihren Untersuchungen, daß $D_c \approx 1$ km ein Wert ist, der verträglich ist mit Beiträgen von Primärkratern der Größe $D \approx 50$ km (das sind die größten Kratern im Bereich ihrer Meßgebiete), und ihre Aussage geht dahin, daß die für $D \lesssim 1$ km steil ansteigende Durchmesser-Verteilung der Marskrater durch den Beitrag von Sekundärkratern zustande kommt.

Diese Interpretation übersieht, daß D_{\max} eine Funktion des Alters ist und eine zufällige Übereinstimmung für ein Testgebiet und ein Alter keine allgemeingültige Aussage liefert.

Eine richtige Behandlung des Problems für den lunaren Fall ergibt für ein einfaches Potenzgrößenverteilungsgesetz der Form $N \sim D^\alpha$ unter Berücksichtigung der Zeitabhängigkeit der Häufigkeit $N \sim D^\alpha \cdot F(t)$ (vgl. Kapitel III.2.) für $N(D_{\max}) = 1$ (der größte Krater mit Durchmesser D_{\max} , der zur Sekundärkraterpopulation beiträgt)

$$D_{\max} \sim F(t)^{-1/\alpha}.$$

Für zwei verschieden alte Gebiete des Mondes, t_1 und t_2 , ergibt sich aus $D_C \sim D_{\max}$:

$$D_C(t_2)/D_C(t_1) = F(t_2)^{-1/\alpha} / F(t_1)^{-1/\alpha}.$$

Geht man von einer Verteilung von Primärkratern mit $\alpha \approx -2$, wie im Bereich $D \gtrsim 10$ km beobachtet, und $t_1 = 3.2 \cdot 10^9$ Jahre, $t_2 = 3.9 \cdot 10^9$ Jahre aus, so ergibt sich

$$D_C(t_2) / D_C(t_1) \approx \sqrt{10}.$$

Man müßte demnach, wie in Abb. 27 dargestellt, eine entsprechende Verschiebung des Wertes von D_C mit dem Alter der Populationen feststellen. Dies wird jedoch nicht beobachtet. Dieser Sachverhalt ist ein schwer zu widerlegendes Argument gegen eine Sekundärkraterverteilung im Bereich $D \lesssim 1$ km und spricht eindeutig für die Interpretation, daß es sich im ganzen untersuchten Bereich um eine Primärkraterverteilung handelt.

Ein unterstützendes Argument für die Interpretation als Primärkraterverteilung wird durch Vergleich der jüngeren ($t \lesssim 100$ Millionen Jahre) Kraterpopulationen des Mondes im Bereich $D > 10$ m und den Messungen an Mondgestein im Bereich $D < 1$ cm geliefert. Allerdings muß dabei auf das Zeitintegral $F(t)$ normiert werden, wobei aufgrund der Beobachtungen angenommen wird (siehe Kap. IV.2.), daß die Einschlagsrate während der betrachteten Zeit konstant war, also $F(t) \sim t$. In Abb. 28 sind diese Daten miteinander verglichen. Die Daten für den Bereich $D < 1$ cm stammen aus Mikrokratermessungen auf Mondsteinen (Neukum, 1971; Hörz et al., 1971; Fechtig et al., 1975) und stimmen mit In-Situ-Messungen von interplanetarem Staub durch Detektoren auf Raumfahrzeugen überein (Grün, 1981). Nur die im Bereich $D > 10$ m beobachtete steile Verteilung ist verträglich mit den Messungen im Bereich $D < 1$ cm. Eine Extrapolation mit einem

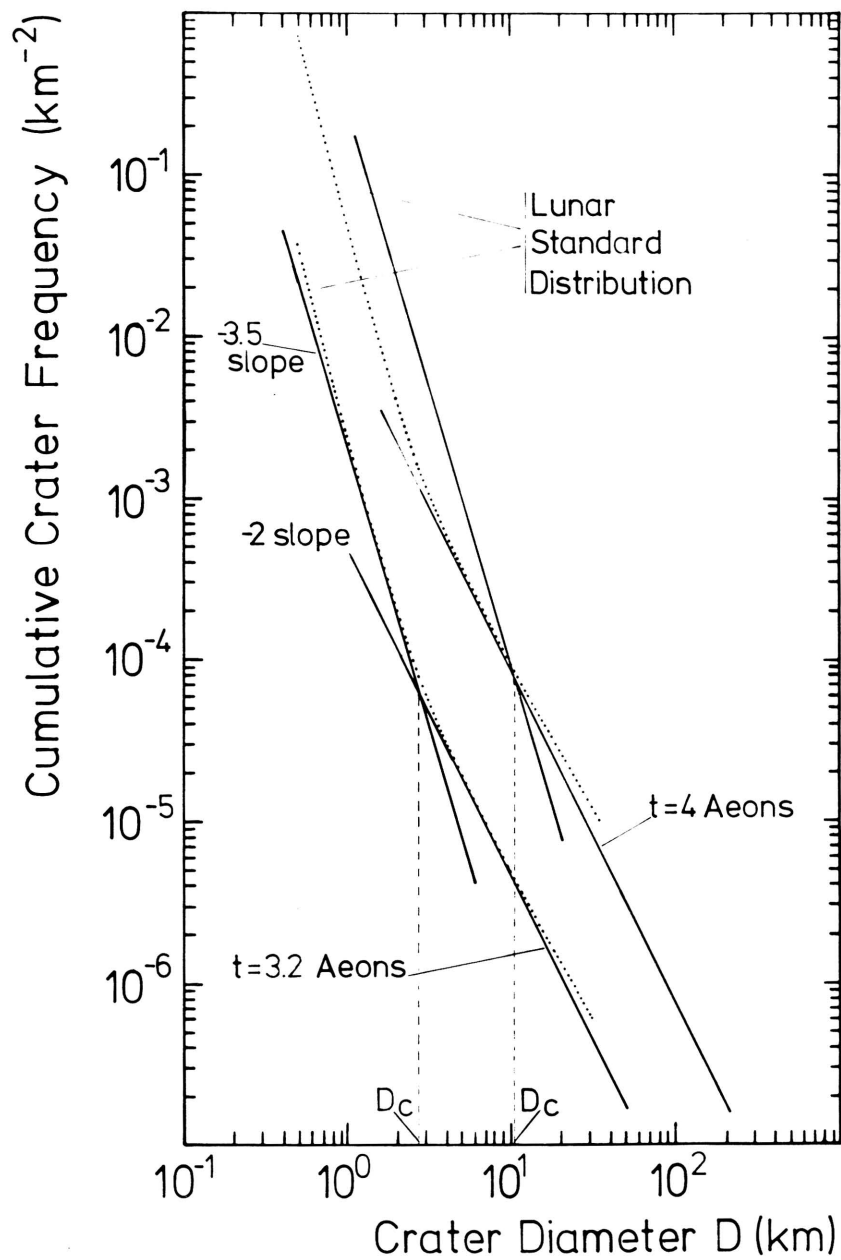


Abb. 27: Theoretische Abhängigkeit eines Beitrags von Sekundärkratern zur Primärpopulation, hier $N \sim D^{-2}$. Der Wert von D_c müßte sich in Abhängigkeit von der Zeit verschieben, was in den lunaren Kraterpopulationen (Standard Distribution, gepunktete Kurven) nicht beobachtet wird. (1 Aeon = $1 \cdot 10^9$ a).

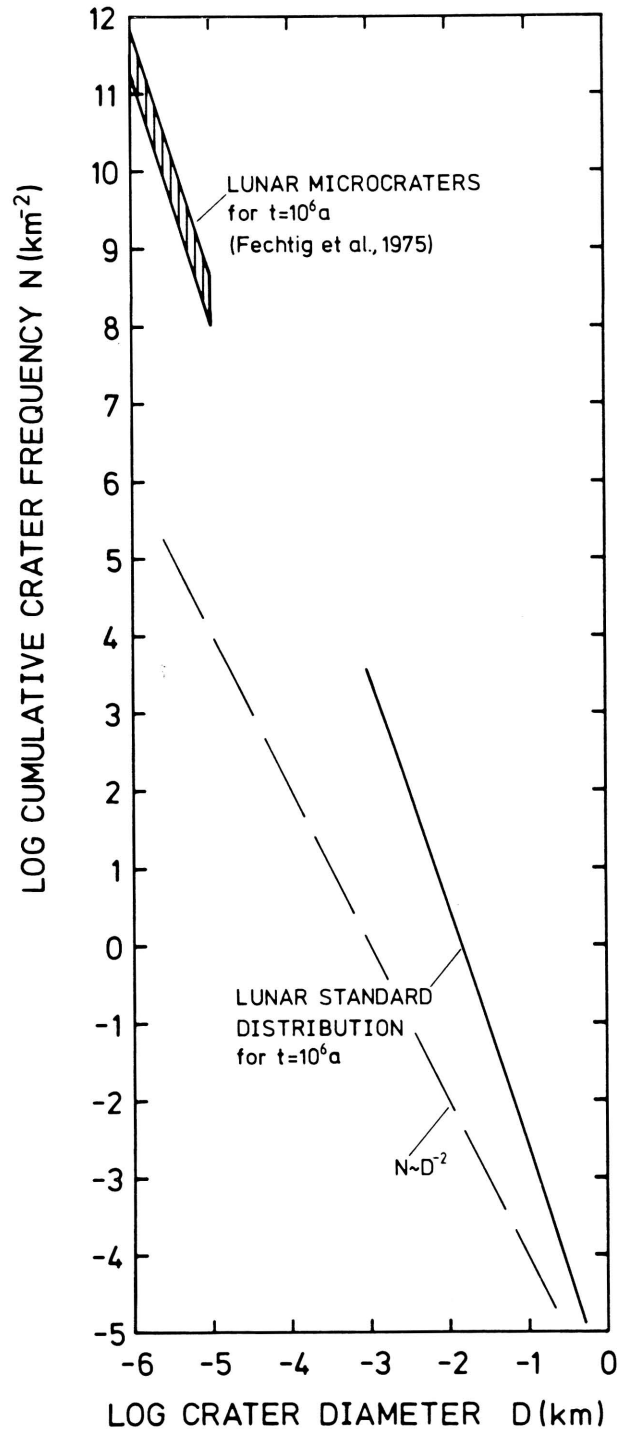


Abb. 28: Altersnormierte ($t = 10^6$ a) kumulative Verteilungen im Bereich $D < 1$ cm (lunare Mikrokrater) und $D > 10$ m. Die durchgezogene Kurve ist die lunare Kraterproduktionsverteilung (Standardverteilung für ein Alter von 10^6 a).

$N \sim D^{-2}$ von großen Kratern aus ($D \gtrsim 1$ km) würde zu einer Diskrepanz von mehreren Größenordnungen führen.

IV.2. Empirische Beziehung zwischen Kraterhäufigkeiten und radiometrischen Altern

Durch Vergleich von superponierten Kraterhäufigkeiten geologischer Einheiten des Mondes können relative Alter (= Krater-Retentionsalter) bestimmt werden. Dies geschieht zweckmäßigerweise durch Messung der Kraterhäufigkeiten in geeigneten, erfaßbaren Durchmesserbereichen und Approximation der lunaren Standardverteilung an die Meßdaten zum Bezug der Häufigkeiten auf den gleichen Durchmesser. Der Bezugsdurchmesser $D = 1$ km hat sich als zweckmäßig für Mare-Regionen und Hochlandregionen, die nicht wesentlich älter als das Imbrium-Becken sind, erwiesen, da Kraterhäufigkeiten um $D = 1$ km häufig direkt gemessen werden können und somit Extrapolationen über einen zu großen Durchmesserbereich vermieden werden können.

Durch die Apollo-Mondlandungen mit Gesteinsprobennahme und radiometrischer Datierung der Mondgesteine ist uns nun die Möglichkeit gegeben, die radiometrischen Alter der Gesteine der Landstellen mit den aus Bilddaten bestimmten Kraterhäufigkeiten der Landstellen zu korrelieren. Diese Korrelation erlaubt eine empirische Bestimmung der lunaren Einschlagschronologie, d. h. die Bestimmung der über eine bestimmte Exponierungszeit (= Alter) auf dem Mond akkumulierte Kraterhäufigkeit in Funktion des Alters. Mit Bestimmung dieser funktionalen Abhängigkeiten erreichen wir zwei wissenschaftliche Ziele:

- Absolute Altersbestimmung für beliebige Gebiete des Mondes aus Kraterhäufigkeitsmessungen.
- Bestimmung der lunaren Einschlagsrate als Funktion der Zeit.

IV.2.1. Einschlagschronologie des Mondes

Die Aufgabe der Korrelation der Kraterhäufigkeiten der Apollo-Landestellen mit den jeweiligen radiometrischen Altersdaten ist von verschiedenen Autoren angegangen worden (Shoemaker et al., 1970 a,b; Neukum, 1971; Baldwin, 1972; Hartmann, 1972; Soderblom und Boyce, 1972; Soderblom et al., 1974; Neukum et al., 1975b; Neukum, 1977). Ein Vergleich der Einschlagschronologien der verschiedenen Autoren ist von Neukum und Wise (1976) und Neukum (1981) durchgeführt worden. In Abb. 29 ist eine Zusammenstellung der verschiedenen Ergebnisse wiedergegeben. Die Interpretation der verschiedenen Autoren stimmen innerhalb eines Faktors 2 - 3 überein.

In den letzten Jahren hat eine Reinterpretation der radiometrischen Altersdaten der Mondgesteine stattgefunden. Außerdem sind eine Reihe von genaueren Messungen der Kraterhäufigkeiten durchgeführt worden. Weiterhin ist unsere Kenntnis der lunaren Kraterproduktionsverteilung (vgl. Kapitel IV.1.) vor allem im Bereich großer Krater wesentlich verbessert worden. Diese Entwicklung macht eine neue Analyse der lunaren Einschlagschronologie notwendig, die im folgenden durchgeführt wird.

In Abb. 30 ist ein Blick auf die Vorderseite des Mondes mit den Landestellen der amerikanischen Apollo-Missionen und der sowjetischen Luna-Missionen gegeben. Eine detaillierte Beschreibung der Landestellen und der Art der gesammelten Proben finden sich z. B. in Taylor (1975). Hier sollen kurz einige Charakteristika der Kraterpopulationen und Gesteinsalter der zur Bestimmung der Einschlagschronologie benutzten Landestellen und relevanten Strukturen wiedergegeben werden (vgl. auch Basaltic Volcanism Study Project, 1981). Die hier für die Bestimmung der Einschlagschronologie verwendeten

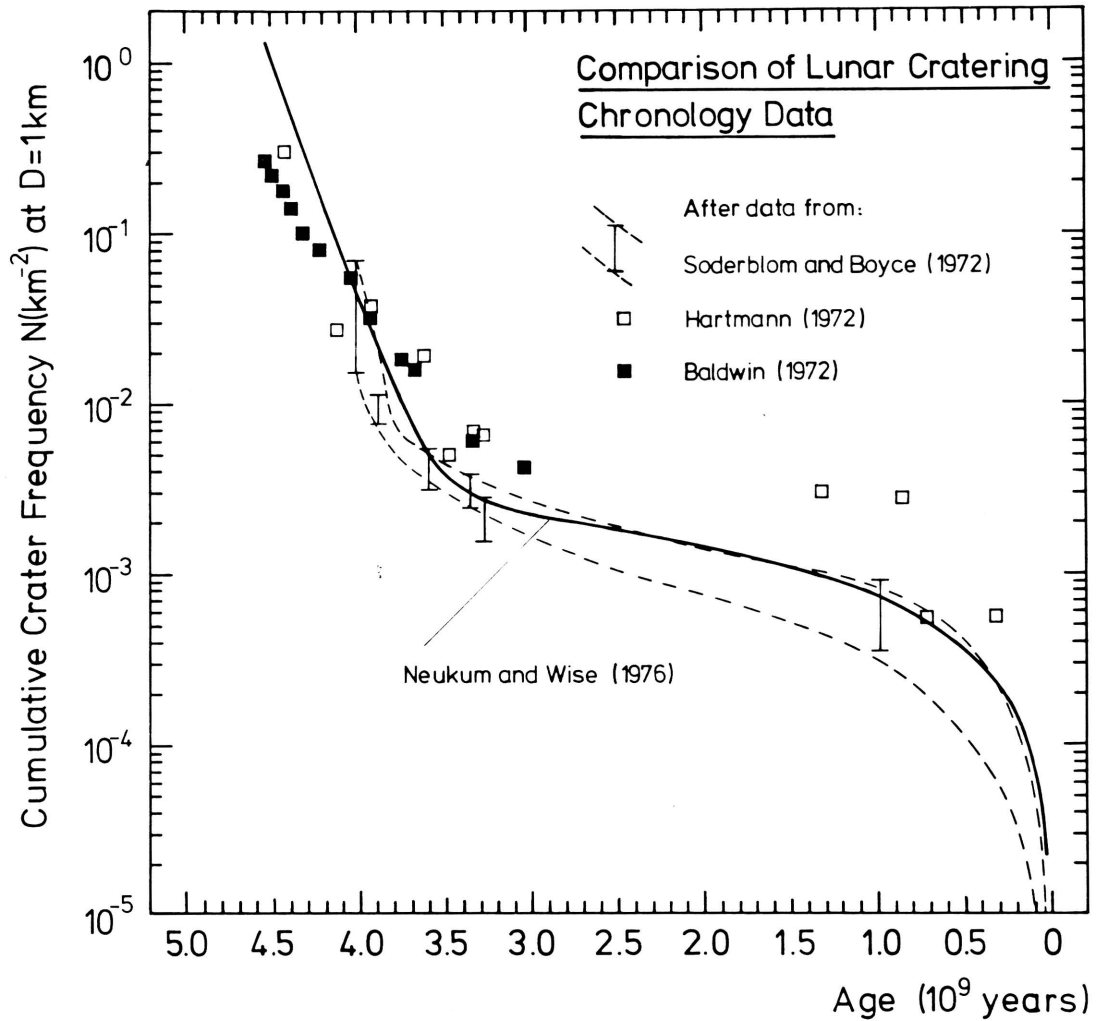


Abb. 29: Vergleich lunarer Einschlagschronologie-Daten
(Abbildung: Neukum, 1981).



Abb. 30: Vorderseite des Mondes mit Lokalisierung der Apollo- und Luna-Landestellen und prominenter Strukturen.

Kraterhäufigkeitsmessungen sind in Abb. 31 wiedergegeben. Kompilationen radiometrischer Altersdaten sind in Abb. 32 (Mare-Gesteinsalter) und Abb. 33 (Hochland-Gesteinsalter) dargestellt.

1. Mare-Daten:

Die in Abb. 31 kompilierten Altersdaten von lunaren Mare-Basalten erhärten den von Neukum und Horn (1976) im Detail diskutierten Sachverhalt, daß die Apollo-Landestellen (wie andere Mare-Gebiete des Mondes) teilweise über mehrere 100 Millionen Jahre von sukzessiven Lavaüberflutungen beeinflusst wurden. Insbesondere die Apollo 11-Landestelle zeigt zwei distinkte Altersgruppen ("High-K" und Low-K Basalte). Die anderen Landestellen zeigen weniger ausgeprägte Altersverschmierungen, jedoch beträgt die Unschärfe im Alter der "geologischen Einheiten" typischerweise ± 100 Millionen Jahre. (Der Fehler in den radiometrischen Altersdatierungen beträgt typischerweise weniger als 50 Millionen Jahre). Alle Alter außer dem für die Luna 16-Landestelle sind ausreichend durch Meßpunkte belegt.

Die Kraterhäufigkeits-Verteilungen, besonders ausgeprägt die Apollo 11-Verteilungen (Abb. 31; vgl. auch Abb. 16), zeigen z. T. gewisse Irregularitäten, die mehreren Lavaflutungen entsprechen. Die Apollo 12-Verteilung zeigt eine Irregularität, die typisch für eine zweistufige Lavaflutungsgeschichte ist; jedoch ist eine direkte Korrelation der zwei Populationen mit den Altersdaten nicht ersichtlich, so daß hier nur mittlere Häufigkeit mit mittlerem Alter korreliert werden kann.

In Abb. 31 ist die Kraterhäufigkeit wiedergegeben, die auf dem Krater Tycho (vgl. Abb. 30) gemessen wurde (Neukum und König, 1976; König, 1977). Das Alter dieses Kraters ist wegen fehlender Gesteinsproben nicht direkt bestimmbar. Jedoch scheint an der Apollo 17-Landestelle Auswurfmaterial von Tycho niedergegangen zu sein (Howard, 1973; Muehlberger et al., 1973; Lucchitta, 1975; Wolfe et al., 1975; Arvidson et al., 1976).

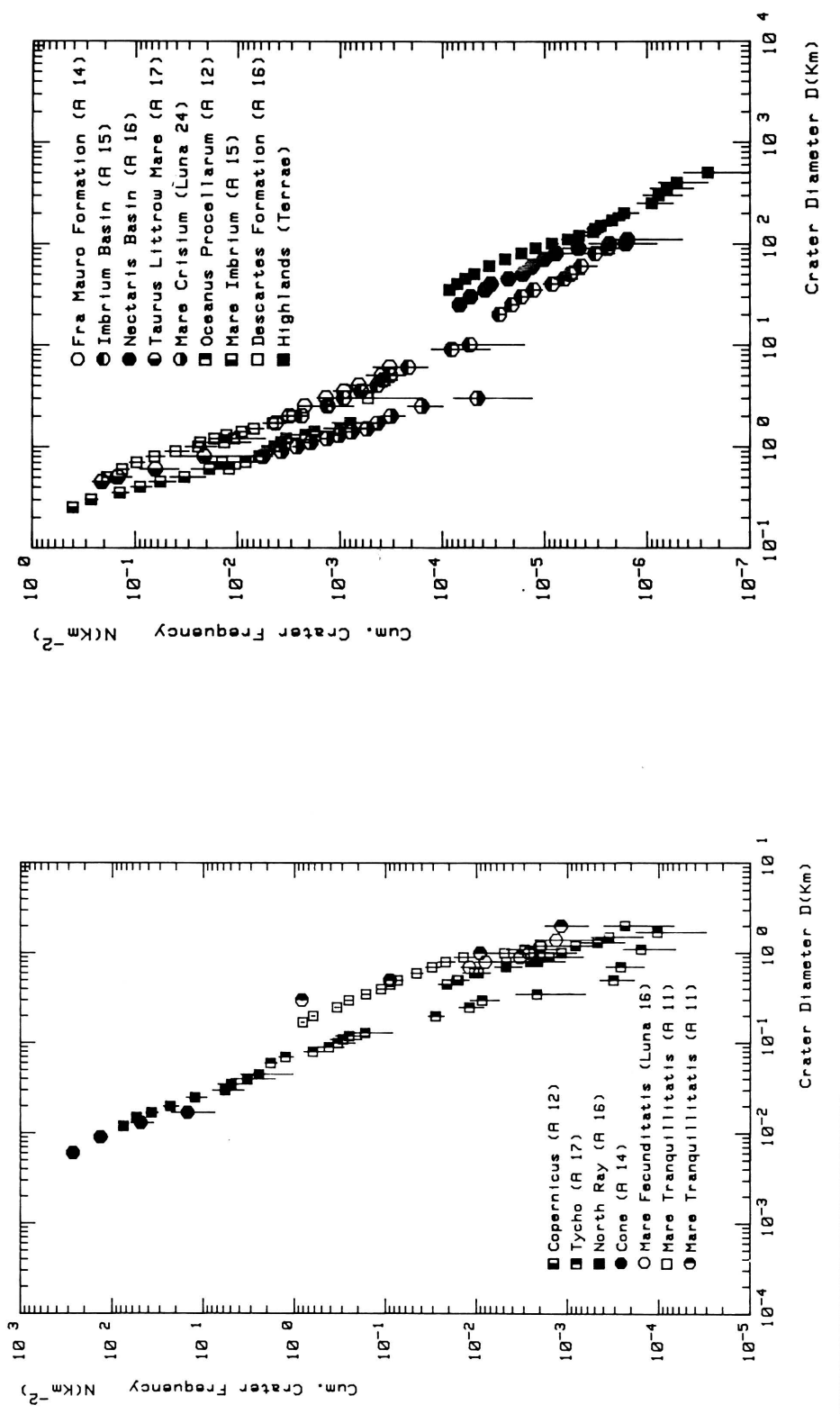


Abb. 31 : Häufigkeitsverteilungen der Kraterpopulationen an den Apollo- und Luna-Landestellen und anderen zur Bestimmung der Einschlagschronologien relevanten Strukturen. (Daten von Shoemaker et al., 1970; Greeley und Gault, 1970; Neukum et al., 1975a; Neukum und König, 1976; König, 1977; Wilhelms, 1979; Moore et al., 1980; Neukum und Wilhelms, 1982).

Radiometric Ages of Lunar Mare Rocks

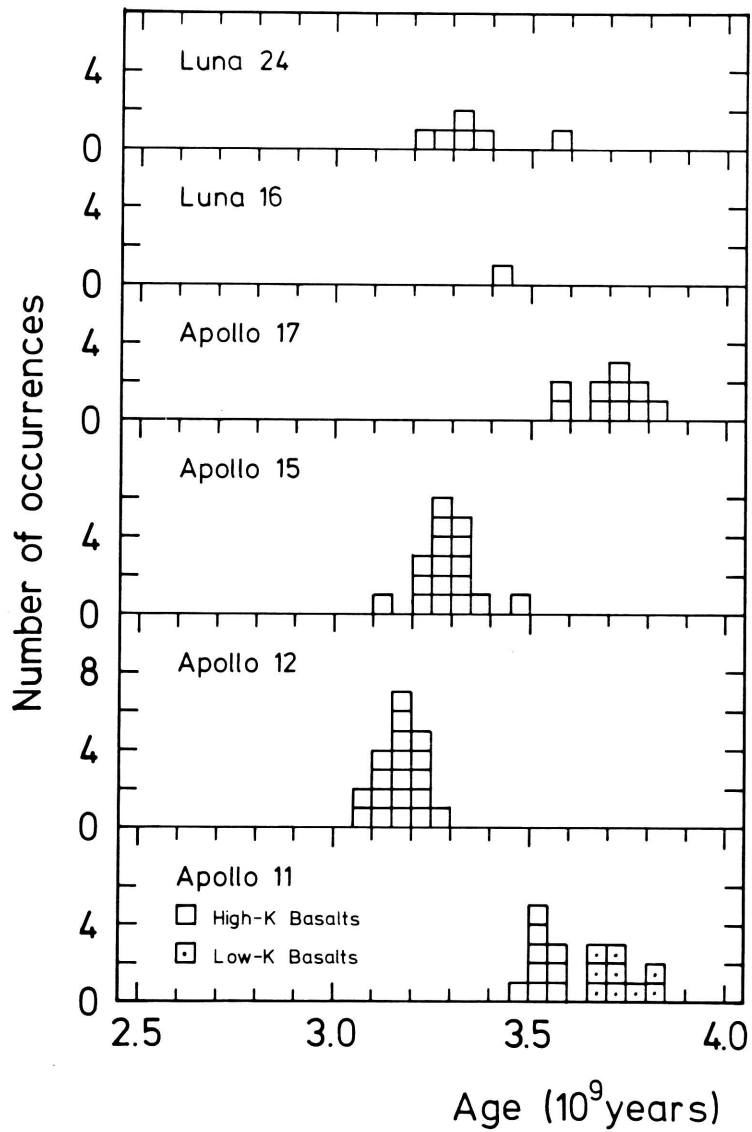


Abb. 32 Histogramme radiometrischer Alter lunarer Mare-Gesteine (Kompilation von Daten aus Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

Dadurch sind Sekundärkrater erzeugt worden mit der Folge der frischen Exponierung von Gestein aus tieferen Schichten. Exponierungsalter zeigen eine Häufung bei 109 Millionen Jahren (Guinness und Arvidson, 1977), dem wahrscheinlichen Alter des Kraters Tycho und seiner Sekundärkrater an der Apollo 17-Landestelle. In ähnlicher Weise wird geschlossen, daß mit Apollo 12-Gesteinsproben Auswurfmaterial des Kraters Copernicus gesammelt worden sei (Shoemaker et al., 1970b), das ein Alter von 850 Millionen Jahren für Copernicus andeutet (Silver, 1971; Eberhardt et al., 1973, Alexander et al., 1976). Die Kraterhäufigkeitsdaten (Abb. 31) wurden auf Copernicus selbst gemessen (Neukum und König, 1976; König, 1977).

2. Hochland-Daten

Die lunaren Hochlandgesteine bestehen gewöhnlich aus stark durch Meteoriteneinschläge metamorphisierten Brekzien (vgl. Stöffler et al., 1979). Ein Teil der Einschlüsse hat dabei Aufheizungen von mehreren hundert Grad Celsius erfahren, ein kleiner Teil (einige Gewichts-Prozent an Auswurfmaterial, vgl. Stöffler, 1981) ist voll aufgeschmolzen worden. Es ist deshalb zu erwarten, daß die radiometrischen Altersdaten nicht ein scharfes, eindeutiges Metamorphosealter zeigen, sondern eine mehr oder weniger breite Verteilung, wie in Abb. 33 zu sehen. Die Interpretation dieser Daten ist jedoch sehr divergierend (vgl. Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Turner, 1977; Tera und Wasserburg, 1974; Maurer et al., 1978; Schaeffer et al., 1976; Kirsten und Horn, 1974; Jessberger et al., 1977). Zum einen haben die großen Einschläge, welche die Becken wie Imbrium oder Nectaris erzeugt haben, sicherlich eine erhebliche Umverteilung durch Auswurf von Material über große Gebiete des Mondes bewirkt. In der Nähe der Becken kann man mit größerer Wahrscheinlichkeit Material finden, das durch die Einschlagsprozesse hervorgerufene Impaktmetamorphosen aufweist. Andererseits haben zur Zeit der Entstehung der großen Becken und auch nach Deponierung ihres Auswurfsmaterials kleinere Krater lokal begrenzt einen starken Effekt der Um-

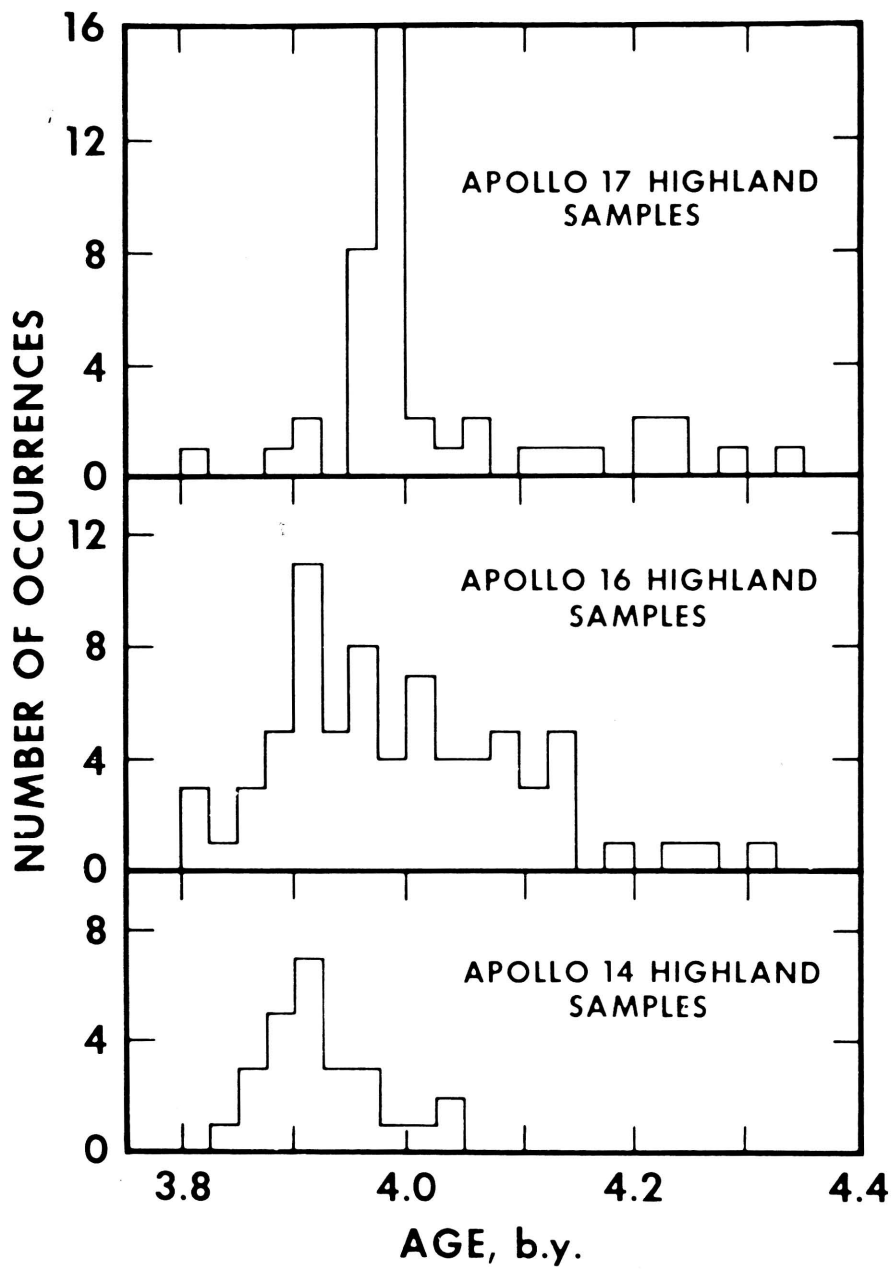


Abb. 33: Histogramme von radiometrischen Altern lunarer Hochlandgesteine (Abbildung: Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

verteilung und Metamorphisierung von Material gehabt. Hinzu kommt, daß sich Auswurfmaterial von großen Kratern, insbesondere der großen Becken, bei Deponierung stark mit lokalem Material vermischen kann (Oberbeck et al., 1977). Diese verwickelten Prozesse und ihre anteilige Wirkung auf die Gesteine sind sehr schwer quantifizierbar.

Die in der einschlägigen Literatur favorisierte Interpretation der Hochlandaltersdaten geht dahin, daß wohl die Wirkung der großen Einschläge über lokale Ereignisse dominiert hat und die Altersverteilungen in Abb. 33 die Rücksetzung der radiometrischen Uhr durch die Bildung der großen lunaren Ringbecken widerspiegelt. Tera et al. (1974) haben aus dem Auftreten der Altershäufung bei einem Wert von ca. 4 Mrd. Jahren geschlossen, daß zu dieser Zeit die Einschlagsrate extrem hoch, höher als danach oder zuvor, gewesen sein sollte und haben dieses Bombardement "terminal lunar cataclysm" genannt. Spätere Analysen einer Reihe von Autoren (oben genannte Referenzen) haben ergeben, daß sehr wohl verschiedene Altersgruppen in den Daten erkenntlich sind. Die Interpretationen der Altersverteilungen und die Zuordnungen zu verschiedenen Becken sind jedoch immer noch kontrovers, wobei im wesentlichen zwei Lager zu unterscheiden sind (vgl. Basaltic Volcanism Study Project, 1981):

- a) Bildung fast aller großen Becken der Mondvorderseite innerhalb von weniger als 100 Millionen Jahren in der Zeit vor 3.8 - 3.9 Mrd. Jahren (Vertreter der Idee des "terminal lunar cataclysm").
- b) kontinuierlicher Abfall der Einschlagsrate und Bildung der großen Becken zwischen ca. 4.4 und 3.8 Mrd. Jahren.

Im folgenden werden Argumente dafür gegeben, daß die Einschlagsrate (unter Einschluß der großen Becken) einen steilen, aber kontinuierlichen Abfall erlebt hat zwischen ca. 4.4 und 3.8 Mrd. Jahren und daß das Auftreten eines "terminal lunar cataclysm" weder durch die radiometrischen Altersdaten noch durch die geologischen Beobachtungen gefordert wird.

Die Interpretation der Altersdaten geht in dieser Arbeit dahin, daß der Peak der Verteilungen von Abb. 33 angenähert den Zeitpunkt der Rücksetzung der radiometrischen Uhr durch ein großes Einschlagsereignis widerspiegelt. Dies steht im Gegensatz zur Interpretation, die von einer Reihe Autoren vertreten wird (vgl. Jessberger, 1981; Basaltic Volcanism Study Project, 1981), in der die jüngsten Alter von einigen total aufgeschmolzenen Einschlüssen der Gesteine den Zeitpunkt des Ereignisses geben. Hier wird dieser Interpretation deshalb nicht gefolgt, da lokale Einschläge nach den großen beckenbezogenen Ereignissen wahrscheinlich einen Beitrag zur Impaktmetamorphose und Herabsetzung des radiometrischen Alters geleistet haben. Wir interpretieren die jüngsten Aufschmelzvorgänge als zumindest zum Teil lokale Effekte.

Es ist bei der Interpretation der Hochlandgesteinsalter zu berücksichtigen, daß das Imbrium-Ereignis einen großen Teil der Mondvorderseite beeinflußt hat und Imbrium-Auswurfsmaterial in großen Mengen auch an den Apollo-Landstellen 14, 15, 16 und 17 deponiert wurde. In Abb. 34 ist die Verteilung von imbrischen und nectarischen Materialien bzw. Becken der Mondvorderseite gezeigt. Das Material an den Landstellen ist im wesentlichen Imbrium-Ejecta, an der Apollo 16-Landestelle (vgl. Abb. 35) ist jedoch auch ein größerer Beitrag von Nectaris-Auswurf zu erwarten.

Eine detaillierte Behandlung des Problems der Mächtigkeit der Becken-Ejecta an den Apollo-Landstellen ist von McGetchin et al. (1973) durchgeführt worden (Abb. 36). Trotz Kritik an den Ergebnissen (z. B. Pike, 1974) ist die Abschätzung von McGetchin et al. wohl qualitativ richtig und zeigt deutlich, daß an den Apollo 14-, 16- und 17-Landstellen große Mächtigkeiten von Imbrium-Auswurfsmaterial als obere Schicht vorkommen sollten, abgesehen von einer möglichen dünnen Lage Orientale-Auswurfs. Außerdem kommt an der Apollo 16-Landestelle Nectaris-Auswurfsmaterial in sehr großen Mächtigkeiten vor (mehrere 100 m), jedoch in größerer Tiefe. Allerdings schließt sich östlich der Landstelle die hügelige Descartes

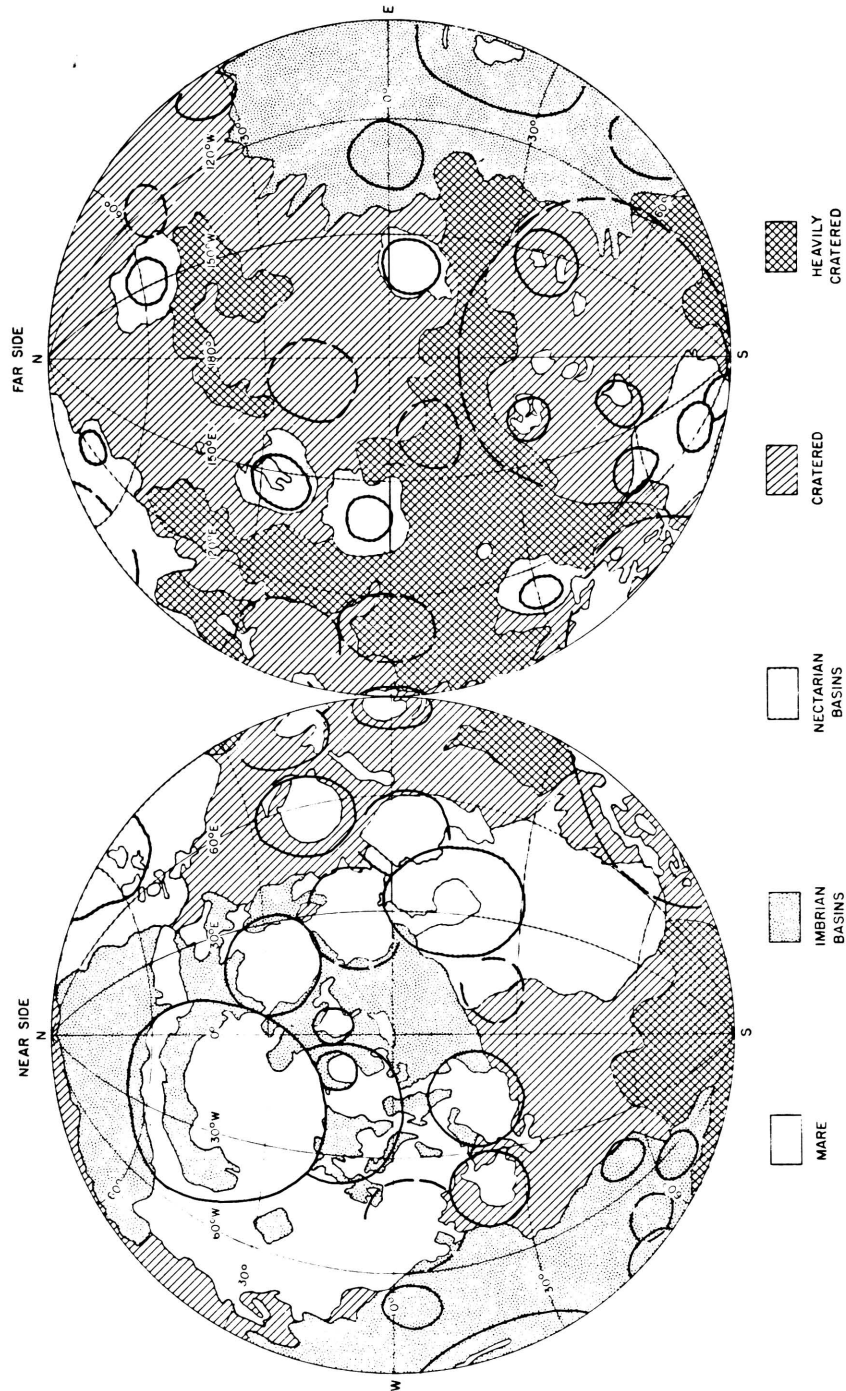


Abb. 34: Karte der Verteilung der großen Becken ($D > 200$ km) des Mondes und der imbrischen und nectarischen Materialien (Abbildung: Taylor, 1982).

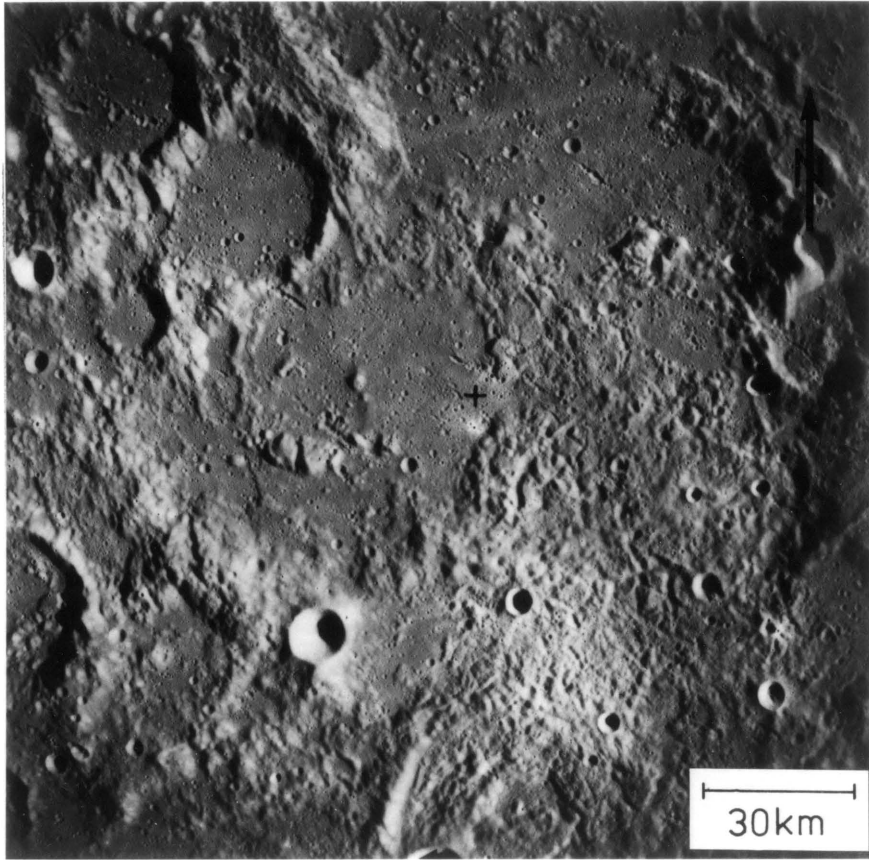


Abb. 35: Apollo 16-Landestelle (Kreuz) mit den hellen Ebenen der Cayley-Formation im Westen (mutmaßliche Imbrium-Ejecta) und der hügeligen Descartes-Formation (möglicherweise Nectaris-Ejecta) im Osten. Die Beeinflussung des Gebietes durch Imbrium-Ejecta ist zu erkennen an der zerfurchten Oberfläche mit Lineationen von Nordwest nach Südost (vor allem oben links).

Formation und das Kant-Plateau (Abb. 35) an, die als im wesentlichen Nectaris-Auswurfsmaterial interpretiert werden. Die Wahrscheinlichkeit, Nectaris-Auswurf an der Apollo 16-Landestelle zu sammeln, ist somit relativ hoch.

Bei genauerer Untersuchung der Apollo 16-Gesteine zeigen sich zwei Altershäufungen (Maurer et al., 1978). Diese Altersdaten sind in Abb. 37 dargestellt. Wir interpretieren den Peak bei $4.1 \cdot 10^9$ a als Alter der Nectaris-Ejecta an der Apollo 16-Landestelle. Eine ähnliche Interpretation wird von Wetherill (1981) vertreten.

Imbrium-Auswurfmaterial sollte in großer Mächtigkeit auch an der Apollo 17-Landestelle (Rand des Serenitatis-Beckens) vorliegen (Abb. 36). Darunter liegen wahrscheinlich Schichten von Serenitatis-Auswurf selbst und Ejecta des Crisium-Beckens. Die stratigraphische Abfolge, wie sie in der Abb. 36 gegeben wird, ist jedoch nicht gesichert (Neukum und Wilhelms, 1982). Die Altersdaten (Abb. 33) zeigen einen gut definierten Peak bei 4 Milliarden Jahren, der sowohl dem Imbrium-Ereignis als auch dem Serenitatis- oder Crisium-Ereignis zugeordnet werden könnte. Leider zeigt auch die Analyse der Kraterpopulation auf dem Serenitatis-Rand, daß eine durch die wechselseitige Überlagerung mit Auswurfmaterial sehr gestörte Kratergrößenverteilung vorliegt: Die kleineren Krater ($D < 10$ km) zeigen imbrische Kraterhäufigkeiten, d. h. sind nach Überdeckung mit Imbrium-Auswurf akkumuliert (Neukum, 1977a). Größere Krater sind sehr stark erodiert, z. T. verschüttet, und schwer quantitativ erfaßbar, so daß sich prae-imbrische Kraterhäufigkeiten nicht mit Sicherheit angeben lassen. Die Frage der Korrelation der Serenitatis-Altersdaten mit Kraterhäufigkeiten muß deshalb offen gelassen werden.

In der Zuordnung von Hochlandgesteinsaltern zu Kraterhäufigkeiten wird derart vorgegangen, daß sowohl Alter als Kraterhäufigkeiten der Landstellen selbst Eingang finden. In einigen Fällen ist jedoch die genetische Zuordnung zu berücksichtigen, wie zum Beispiel im Falle der Kraterhäufigkeiten, die

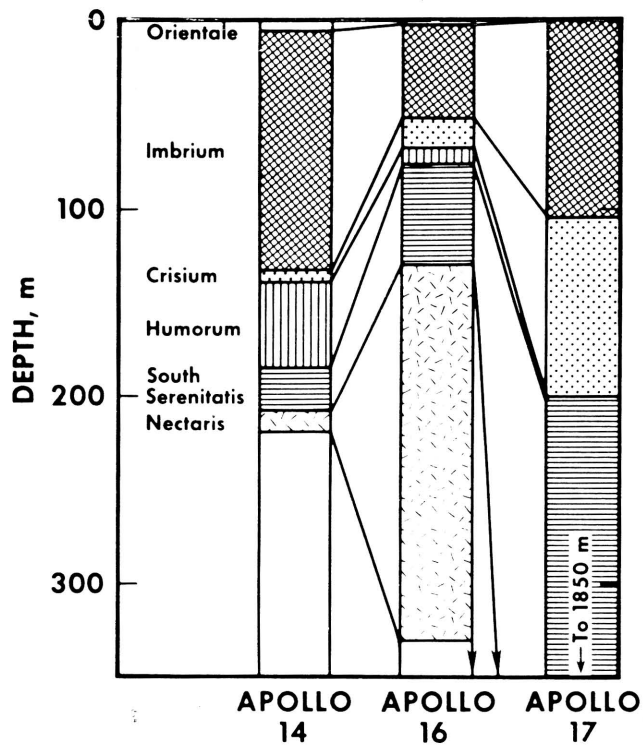


Abb. 36: Durchschnittliche Mächtigkeit der Auswurfmaterialien lunarer Becken an den Apollo 14-, 16- und 17- Landestellen (Abbildung: McGetchin et al., 1973).

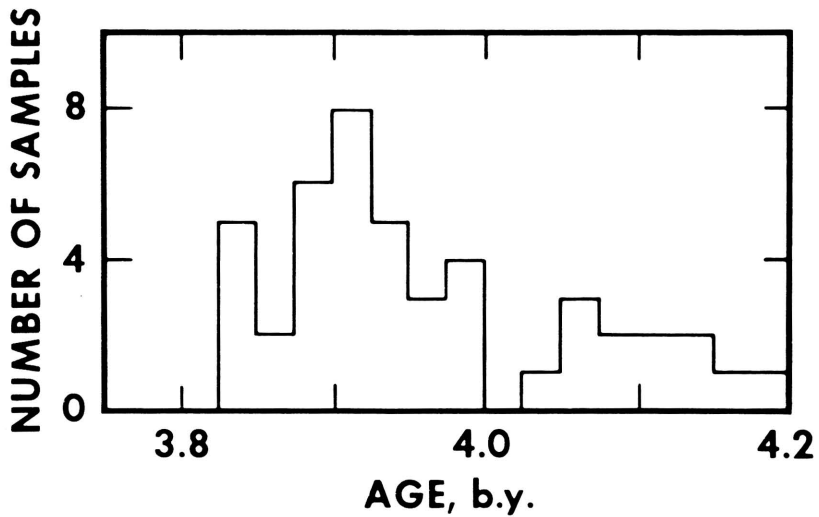


Abb. 37: Histogramm hochpräziser $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Alter von Apollo 16-Gesteinsproben (Abbildung: Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Originaldaten von Maurer et al., 1978).

auf weiter entfernt liegendem Nectaris-Material (z. B. auf dem Beckenrand) gemessen wurden. Das zugeordnete Alter ist dann der Wert, der aus den Apollo-Gesteins-Altern unter Berücksichtigung der genetischen Zusammenhänge extrahiert worden ist (wie z. B. das Alter des Nectaris-Becken aus Apollo 16-Daten).

Die Kraterhäufigkeitsdaten für die Krater North Ray (Apollo 16 Landestelle) und Cone (Apollo 14-Landestelle) wurden auf deren Ejecta-Decken bestimmt (König, 1977; Moore et al., 1980). Zugeordnete Alter sind Exponierungsalter von Auswurfmaterial mit Werten von 50 bzw. 24 Millionen Jahren (Drozd et al., 1974).

Eine Zusammenstellung der lunaren Kraterhäufigkeiten und zugeordneten Altern für Mare- und Hochlandgebiete ist in Tabelle 2 gegeben. Zusätzlich sind die auf lunare Einschlagsbedingungen (siehe Kap. IX) umgerechnete Produktionshäufigkeit der terrestrischen phanerozoischen Krater (Nordamerika und Nord-europa) und zugeordnetes Alter des Kratons angegeben (Daten von Grieve und Dence, 1979; reinterpretiert). Die Kraterhäufigkeiten sind in Werten von kumulativen Häufigkeiten für $D = 1$ km und $D = 10$ km gelistet, die sich über die lunare Standardverteilung aus den Daten von Abb. 31 ergeben.

Die lunare Einschlagschronologie ergibt sich aus der Korrelation der Kraterhäufigkeiten mit den radiometrischen Altern, wie in Abb. 38 dargestellt. Die Korrelation ist im wesentlichen identisch mit derjenigen von Neukum (1977) und Neukum und Wise (1976).

Der mathematische Ausdruck der Einschlagschronologie-Kurve ist

$$N(1) = 5.44 \cdot 10^{-14} (\exp(6.93 \cdot t) - 1) + 8.38 \cdot 10^{-4} t.$$

$N(1)$ ist die kumulative Kraterhäufigkeit pro km^2 bei $D = 1$ km; t ist das Alter in Einheiten von 10^9 Jahren.

Tabelle 2: Kraterhäufigkeiten lunarer Strukturen und der terrestrischen phanerozoischen Krater und zugeordnete absolute Alter.

| Lunare oder terrestrische Struktur | $N(D=1)(\text{km}^{-2})$ | $N(D=10)(\text{km}^{-2})$ | Alter (10^9a) |
|--|--------------------------|---------------------------|--------------------------|
| Hochland (Terraes) | $(3.6 \pm 1.1) 10^{-1}$ | $9.2 10^{-4}$ | 4.35 ± 0.10 |
| Nectaris-Becken (A 16) | $(1.2 \pm 0.4) 10^{-1}$ | $3.1 10^{-4}$ | 4.10 ± 0.10 |
| Serentitatis-Becken (A 17) | - | - | 3.98 ± 0.05 |
| Descartes-Formation (A 16) | $(3.4 \pm 0.7) 10^{-2}$ | $8.7 10^{-5}$ | 3.90 ± 0.10 |
| Imbrium-Becken (A 15) | $(3.5 \pm 0.5) 10^{-2}$ | $8.9 10^{-5}$ | 3.91 ± 0.10 |
| Fra Mauro Formation (A 14) | $(3.7 \pm 0.7) 10^{-2}$ | $9.4 10^{-4}$ | 3.91 ± 0.10 |
| Taurus Littrow Mare (A 17) | $(1.0 \pm 0.3) 10^{-2}$ | $2.6 10^{-5}$ | 3.70 ± 0.10 |
| Mare Tranquillitatis (A 11) | $(9.0 \pm 1.8) 10^{-3}$ | $2.3 10^{-5}$ | 3.72 ± 0.10 |
| Mare Tranquillitatis (A 11) | $(6.4 \pm 2.0) 10^{-3}$ | $1.6 10^{-5}$ | 3.53 ± 0.05 |
| Mare Imbrium (A 15) | $(3.2 \pm 1.1) 10^{-3}$ | $8.2 10^{-6}$ | 3.28 ± 0.10 |
| Oceanus Procellarum (A 12) | $(3.6 \pm 1.1) 10^{-3}$ | $9.2 10^{-6}$ | 3.18 ± 0.10 |
| Mare Fecunditatis (Luna 16) | $(3.3 \pm 1.0) 10^{-3}$ | $8.4 10^{-6}$ | 3.40 ± 0.04 |
| Mare Crisium (Luna 24) | $(3.0 \pm 0.6) 10^{-3}$ | $7.6 10^{-6}$ | 3.30 ± 0.10 |
| Copernicus (A 12) | $(1.3 \pm 0.3) 10^{-3}$ | $3.3 10^{-6}$ | 0.85 ± 0.2 |
| Tycho (A 17) | $(9.0 \pm 1.8) 10^{-5}$ | $2.3 10^{-7}$ | 0.109 ± 0.004 |
| North Ray (A 16) | $(4.4 \pm 1.1) 10^{-5}$ | $1.1 10^{-7}$ | 0.0500 ± 0.0014 |
| Cone (A 14) | $(2.1 \pm 0.5) 10^{-5}$ | $5.3 10^{-8}$ | 0.0260 ± 0.0008 |
| Phanerozoische Krater (Nordamerika + Europa, lunares Äquivalent) | $(3.6 \pm 1.1) 10^{-4}$ | $9.2 10^{-6}$ | 0.375 ± 0.075 |

Über diesen Zusammenhang können absolute Alter für beliebige Flächen des gesamten Mondes durch Messungen von Kraterhäufigkeiten auf Bilddaten bestimmt werden. Die Zeitauflösung ist gut im Bereich $4.5 \cdot 10^9 \text{ a} > t > 3.5 \cdot 10^9 \text{ a}$. Bei einem typischen Fehler in N von weniger als $\pm 30\%$ bedeutet dies eine Zeitauflösung von besser als 30 Millionen Jahren, Fehler in der Einschlags-Chronologie-Bestimmung nicht gerechnet.

Im Bereich $t < 3 \cdot 10^9 \text{ a}$ ist der Fehler in der Zeitauflösung linear in N. Für Alter $3 \cdot 10^9 \text{ a} > t > 1 \cdot 10^9 \text{ a}$ ist die Kurve nicht durch Meßpunkte belegt, sondern interpoliert zwischen den durchschnittlichen Werten um $t = 3.2 \cdot 10^9 \text{ a}$ und $t < 1 \cdot 10^9 \text{ a}$.

In Abb. 38 ist nur die Abhängigkeit in t für $D = 1 \text{ km}$ und $D = 10 \text{ km}$ angegeben. Die allgemeine Abhängigkeit bezüglich des Kraterdurchmessers ist durch die lunare Produktionskraterhäufigkeitsverteilung, i.e. die lunare Standardverteilung definiert. Über diese Funktion können äquivalente Häufigkeiten bei beliebigem Durchmesser angegeben werden.

IV.2.2. Zeitabhängigkeit der Einschlagsrate

Die kumulative Einschlagsrate ϕ ist gegeben durch die zeitliche Ableitung der Einschlagschronologie-Beziehung, $\partial N / \partial t = \phi$. Das Resultat lautet für $D = 1 \text{ km}$

$$\phi(1) = 3.77 \cdot 10^{-13} \exp(6.93 \cdot t) + 8.38 \cdot 10^{-4} (\text{km}^{-2} 10^{-9} \text{ a}^{-1})$$

wobei t in Einheiten von 10^9 a anzugeben ist. Diese Funktion ist in Abb. 39 in Einheiten $(\text{km}^{-2} 10^{-8} \text{ a}^{-1})$ dargestellt. Zwischen 4.5 und $3.5 \cdot 10^9 \text{ a}$ ergibt sich ein exponentieller Abfall der Einschlagsrate ("Smooth Decay") mit einer Zeitkonstanten $\tau = 1/\lambda = 1.44 \cdot 10^8 \text{ a}$ bzw. einer Halbwertszeit $T_{1/2} = 1.0 \cdot 10^8 \text{ a}$. Für $t < 3 \cdot 10^9 \text{ a}$ ergibt sich ein konstanter Wert der kumulativen Einschlagsrate von $\phi = 8.38 \cdot 10^{-5} (\text{km}^{-2} 10^{-8} \text{ a}^{-1})$. Durch die Meßpunkte für $t < 1 \cdot 10^9 \text{ a}$ ist die Konstanz der Rate in diesem Zeitraum recht gut belegt. In früheren Arbeiten (Hartmann, 1972;

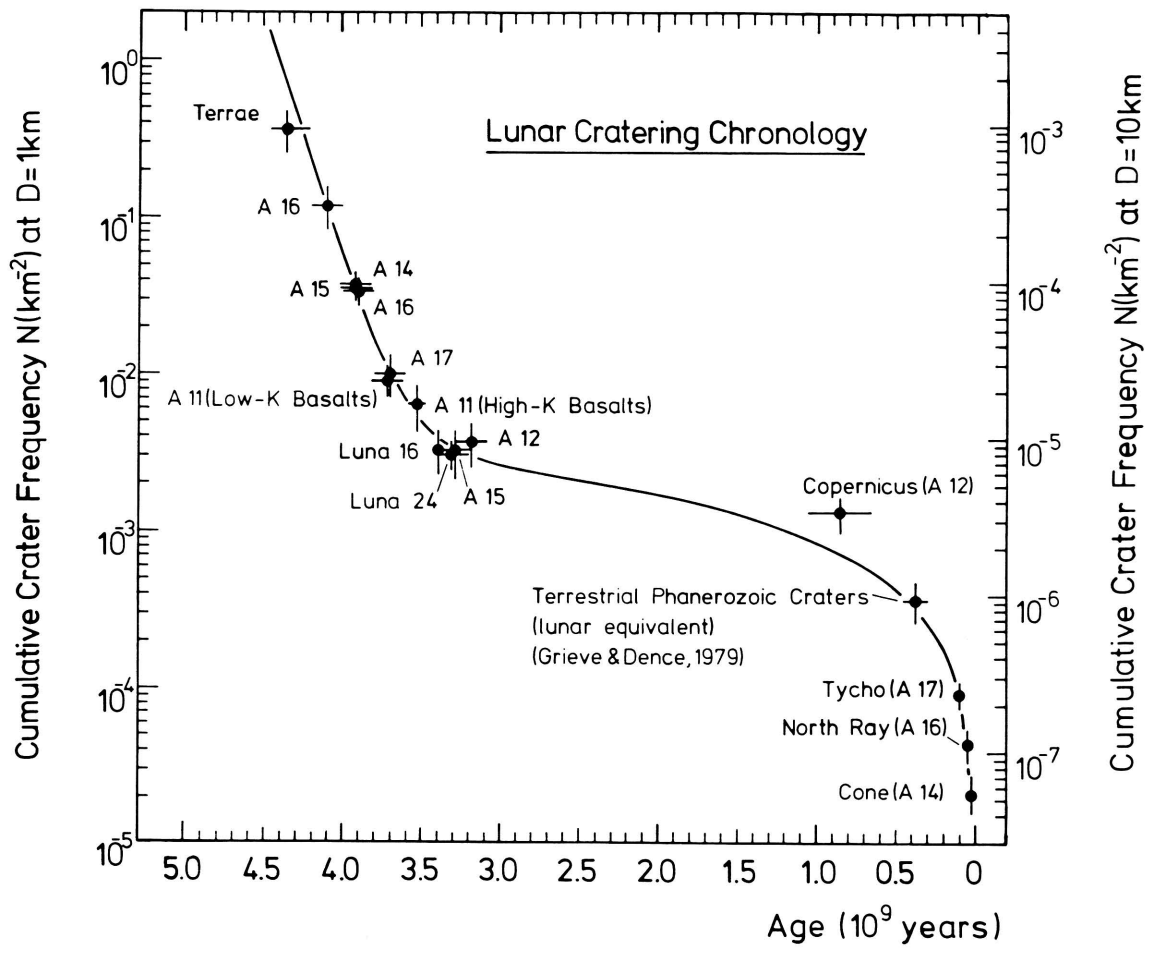


Abb. 38: Lunare Einschlags-Chronologie

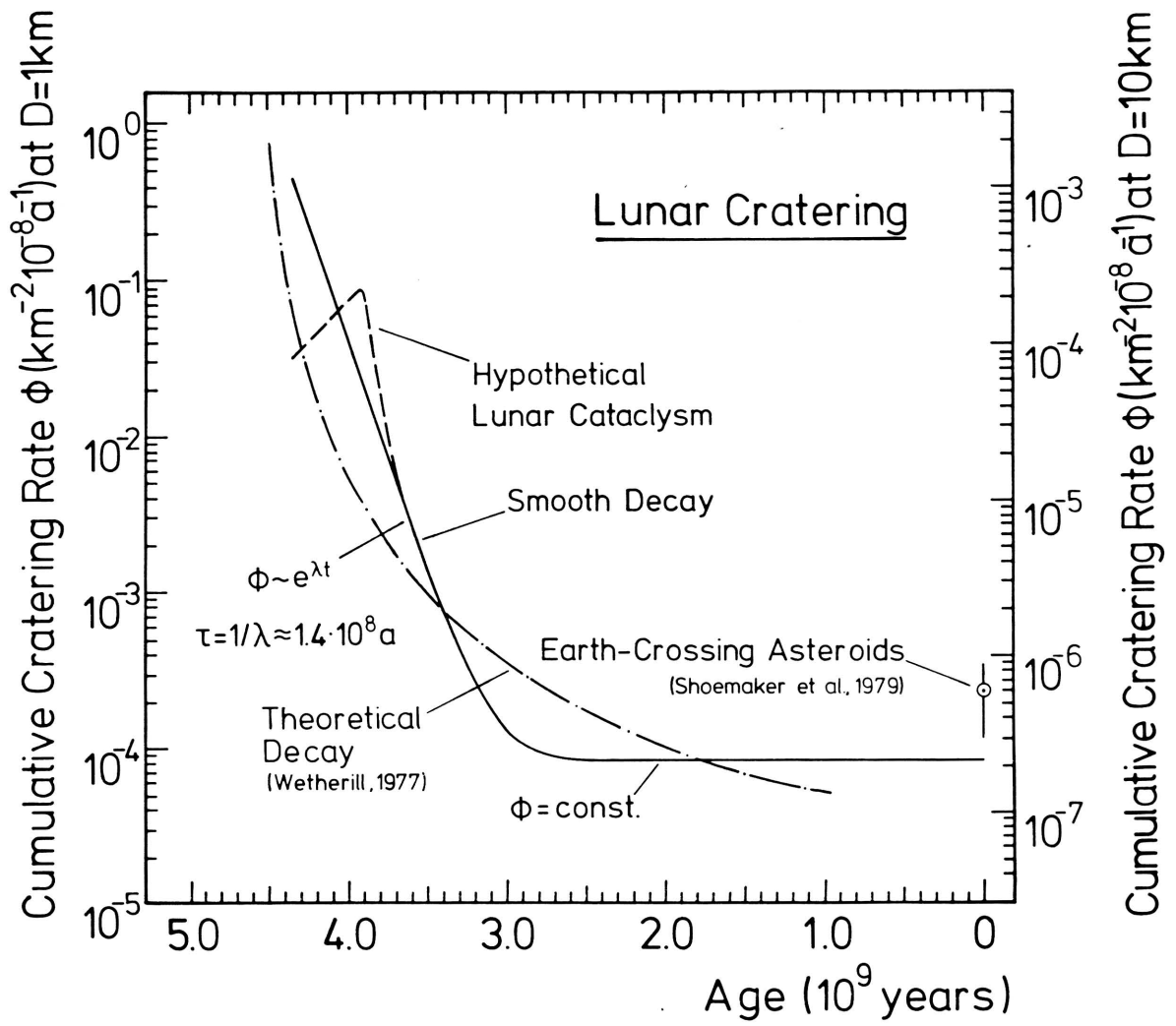


Abb. 39: Zeitabhängigkeit der lunaren Einschlagsrate

Neukum et al., 1975b; Neukum und König, 1976; Shoemaker et al., 1979) schienen die Daten für $t < 1 \cdot 10^9$ a eine höhere Einschlagsrate als im Durchschnitt der letzten $3 \cdot 10^9$ a anzuzeigen. Die neuen, besser gesicherten Daten zeigen, daß die früheren Interpretationen nicht gestützt werden. Insbesondere die terrestrischen Daten (phanerozoische Krater) lagen früher systematisch zu hoch, um ganz in das Bild der über die letzten $3 \cdot 10^9$ a konstanten Einschlagsrate zu passen. Die aus den sehr sorgfältig durchgeführten Untersuchungen von Grieve und Dence (1979) abgeleiteten terrestrischen Häufigkeiten passen nach Umrechnung auf lunare Einschlagsbedingungen jedoch gut mit den lunaren Daten zusammen. Lediglich der Copernicus-Punkt liegt (wie bisher) zu hoch. Der Wert für die Kraterhäufigkeit ist mehrfach gesichert. Es ist jedoch durchaus möglich, daß die Interpretation des Copernicus-Alters aus Messungen an Apollo 12-Proben falsch ist.

Für $t = 0$ (heute) ist ein von Shoemaker et al. (1979) publizierter, auf $D = 1$ km bzw. $D = 10$ km umgerechneter Wert für die Einschlagsrate der Apollo-Amor-Asteroiden (vgl. Meeus und Combes, 1974) angegeben. Dieser Wert liegt um einen Faktor 3 zu hoch gegenüber dem aus den lunaren Messungen gewonnenen Zusammenhang. Die Bestimmung der Apollo-Amor-Einschlagsrate ist a priori durch die ungenaue Kenntnis ihrer Häufigkeiten und schwierige Durchmesserbestimmungen (Umrechnung aus Albedo-Werten) mit großen Unsicherheiten behaftet. Kresak (1980) z. B. gibt Einschlagsraten an, die einen Faktor 3 unter den Werten von Shoemaker et al. (1979) liegen, in guter Übereinstimmung mit unseren Daten. Ein weiteres Problem ist die Umrechnung von Asteroiden-Durchmessern in Kraterdurchmesser ("Scaling law", vgl. Kap. IX.). Die Abweichung der Shoemaker-schen Daten könnte durch einen systematischen Fehler dieser Art von der Größe eines Faktors 2 im Durchmesser Verhältnis bereits erklärt werden (vgl. Abb. 63).

Es ist ganz informativ, einmal zu betrachten, wieviele Krater einer bestimmten Größe in den letzten 100 Millionen Jahren auf

dem Mond oder auf der Erde im Mittel zu erwarten gewesen sind. Die lunare Einschlagschronologie und die lunare Kratergrößenproduktionsverteilung lassen sich auf terrestrische Einschlagsbedingungen gemäß den in Kap. IX diskutierten Zusammenhängen umrechnen. Daraus läßt sich eine funktionale Abhängigkeit des Kraterdurchmessers von der Zeit angeben für Krater, die im Mittel einmal produziert worden sind ($N(D) = 1$). Diese funktionale Abhängigkeit ist in Abb. 40 dargestellt. So ist im Mittel mindestens ein Krater auf der Erde mit einem Durchmesser von $D \geq 100$ km pro 100 Millionen Jahre zu erwarten. Der Effekt auf die Erde und ihr Klima, vor allem, wenn solch ein Einschlag in die Ozeane erfolgen sollte (Verdampfung riesiger Mengen Wasser), könnte sehr groß sein. Es ist deshalb durchaus möglich, daß ein solcher Einschlag ursächlich verantwortlich sein könnte für den katastrophalen Wandel in Klima und Biosphäre, mit der Auslöschung ganzer Spezies an der Kreide-Tertiär-Grenze, wie verschiedentlich spekuliert (z. B. Alvarez et al., 1980).

Das Auftreten sehr großer Einschlagsstrukturen mit Durchmessern von möglicherweise mehreren tausend Kilometern (Abb. 40) vor mehr als $3.8 \cdot 10^9$ Jahren hat wohl die junge Kruste der Erde nachhaltig beeinflußt, so daß sie erst spät stabil geworden sein mag. Dies wäre vielleicht einer der Gründe, warum man auf der Erde, im Gegensatz zum Erdmond, keine Gesteinsalter $> 3.8 \cdot 10^9$ a beobachtet.

IV.2.3. Gab es einen "terminal cataclysm" des Meteoritenbombardements vor 4 Milliarden Jahren ?

Wie zuvor diskutiert, hatte die Häufung der Hochlandgesteinsalter bei $4 \cdot 10^9$ a verschiedentlich zur Argumentation geführt, daß zu dieser Zeit die Einschlagsrate weit höher gewesen sei als zuvor oder danach, daß also ein "cataclysm" oder "terminal cataclysm" des lunaren Meteoritenbombardements stattgefunden haben sollte (Tera et al., 1974). Es gibt eine Reihe von dynamischen Argumenten (vgl. Wetherill, 1975; 1976), daß die

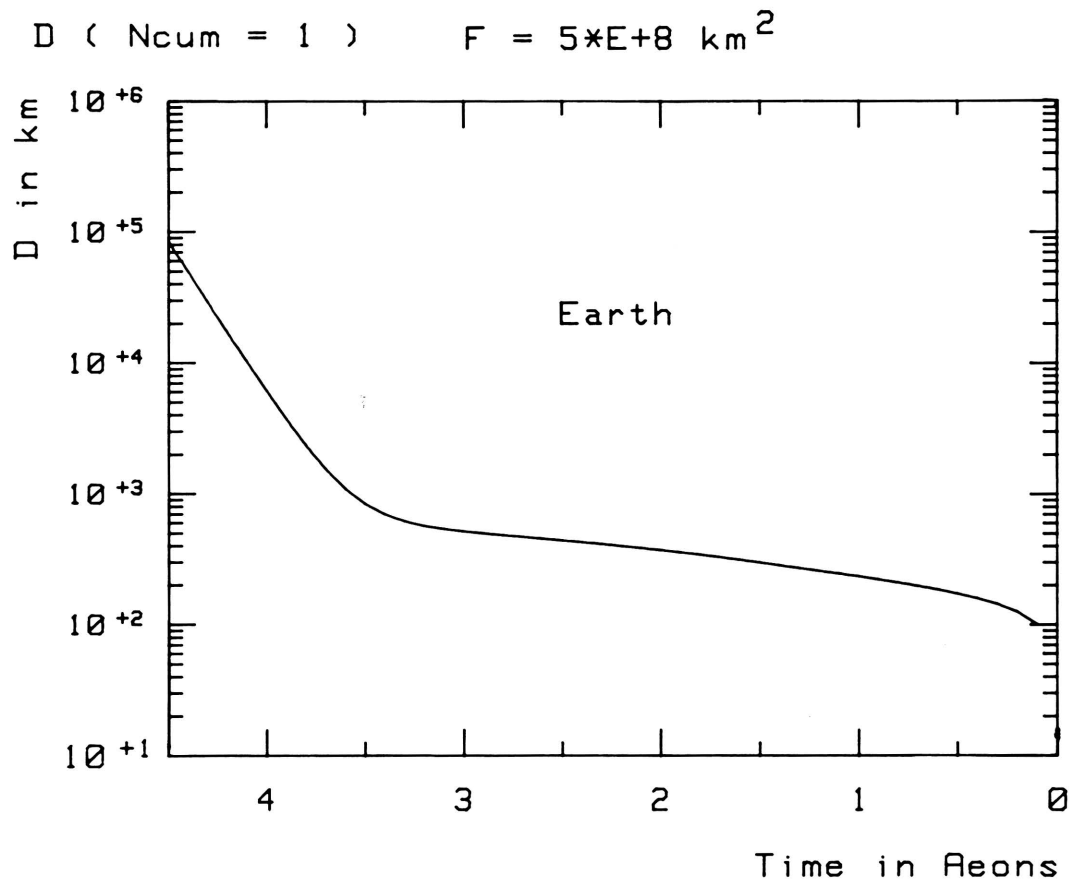


Abb. 40: Kratergröße als Funktion des Alters für die Gesamtfläche der Erde für einmal im zeitlichen Mittel zu erwartenden Einschlag der Größe $\geq D$, (N(D) = 1). (1 Aeon = 10⁹ a).

Erzeugung einer solchen Fluktuation in der Einschlagsrate, die für alle anderen terrestrischen Planeten auch stattgefunden haben müßte, nur unter der Zuhilfenahme von Ereignissen sehr geringer Wahrscheinlichkeit möglich ist, wie z. B. Zerstörung eines großen Körpers innerhalb der Roche-Grenze der Erde mit Erzeugung vieler kleiner Körper mit Massen um 10^{20} - 10^{23} g, die dann im inneren Sonnensystem umverteilt und die großen Becken erzeugen würden. Populationen von Körpern in moderat exzentrischen Orbits würden sich jedoch derart entwickeln wie in Abb. 39 gezeigt ("Theoretical Decay"). Solch ein glatter Abfall der Einschlagsrate, wenn auch nicht notwendigerweise genau wie der gezeigte, auf bestimmten Anfangswerten basierende, sind theoretisch viel eher zu erwarten. Die theoretische Behandlung dieses Themas ist jedoch sehr komplex und derzeit Gegenstand intensiver Forschung (vgl. Wetherill, 1981).

Es sollen im folgenden Argumente vorgebracht werden, die aus den direkten Beobachtungen resultieren und gegen, oder zumindest nicht für einen "terminal cataclysm" sprechen.

In Abb. 39 ist (gestrichelt) ein "hypothetical lunar cataclysm" eingezeichnet. Dies ist die Zeitabhängigkeit der Einschlagsrate, die sich in etwa ergeben würde, falls die großen Becken der Vorderseite des Mondes (Imbrium, Serenitatis, Crisium, Humorum und Nectaris) in der Zeit vor $3.8 - 3.9 \cdot 10^9$ a entstanden wären, wie von manchen Autoren aufgrund ihrer Altersmessungen favorisiert wird (z. B. Jessberger, 1981). Dies würde jedoch sofort zu Schwierigkeiten mit den stratigraphischen Daten führen, da die überwiegende Zahl der Krater und großen Becken ($D > 20$ km) prae-nectarischen Alters sind (Wilhelms, 1979; Neukum und Wilhelms, 1982), d.h. die Einschlagsraten müssen vorher höher gewesen sein, nicht niedriger. Dieser Sachverhalt ist im Detail aus den in Tabelle 3 angegebenen Beckenhäufigkeiten zu entnehmen und gilt in sehr ähnlichen Proportionen für kleinere Krater (vgl. Abb. 26).

Es ist allerdings möglich, daß wir in den ältesten Kraterpopulationen nur $4 - 4.1 \cdot 10^9$ a zurückschauen und die lunare Hochlandkruste die Einschläge vor dieser Zeit nicht tragen konnte. Dem widerspricht jedoch die frühe Differentiation der lunaren Hochlandkruste um $4.4 \cdot 10^9$ a (vgl. Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

Ein anderes Argument für einen glatten Abfall kommt von den Kraterpopulations-Daten selbst. Die Verteilungen zeigen über alle Alter die gleiche Charakteristik (vgl. Abb. 26). Es scheint eine Population von Objekten mit konstanter Größenverteilung gewesen zu sein, deren Einschlagsrate nach der Akkretion des Erde-Mond-Systems in der nahezu exponentiellen Weise abfiel.

In Abb. 41a ist die kumulative Kratergrößenverteilung, wie sie auf den ältesten Gebieten des Mondes gemessen wird, dargestellt. Ein Charakteristikum der Verteilung ist, daß für

Tabelle 3: Lunare Beckenhäufigkeiten für $D > 265$ km.
(Neukum und Wilhelms, 1982)

| | Zahl |
|-------------------------|-------|
| Imbrische Becken | 3 |
| Nectarische Becken | 11 |
| Prae-nectarische Becken | 30 *) |

*) darin sind 12 Becken eingeschlossen, deren Existenz nicht völlig gesichert ist (sehr alte, erodierte Strukturen)

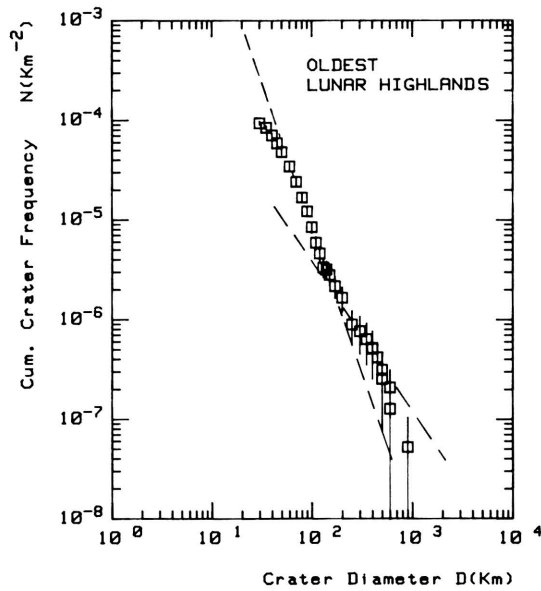


Abb. 41a: Kumulative Größenverteilung der Kraterpopulation der ältesten Teile des lunaren Hochlandes. Zum Vergleich sind Verteilungen $N \sim D^{-2.9}$ und $N \sim D^{-1.5}$ eingezeichnet.

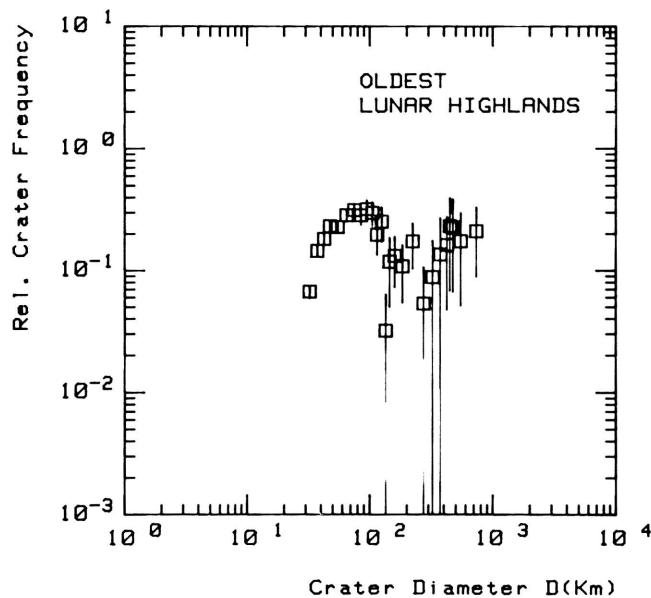


Abb 41 b: Relative Größenverteilung der Kraterpopulation der ältesten Teile des lunaren Hochlandes. Im Bereich $D < 60$ km ist die Population nicht mehr ganz im Produktionszustand (ein Teil der Krater ist durch Superposition anderer Einschläge ausgelöscht), zeigt jedoch noch in etwa die gleiche abfallende Verteilungscharakteristik wie die Produktionsgrößenverteilung, (vgl. Abb. 25).

$D > 80$ km die Verteilung zunächst relativ steil abfällt, etwa wie $N \sim D^{-2.9}$, für $D > 200$ km jedoch eine Abhängigkeit etwa wie $N \sim D^{-1.5}$ vorliegt. In Abb. 41b ist diese Änderung im Verteilungsgesetz durch Darstellung der Daten in relativer Verteilung noch deutlicher zu erkennen. Sehr ähnliche Charakteristika weisen die ältesten Populationen des Mars und des Merkur auf (vgl. Kap.V.,VI.). Der Durchmesserbereich $D > 200$ km ist der Bereich der großen Ringbecken, deren Häufigkeit mit dem Durchmesser demnach wesentlich geringer abfällt als die der Krater im Bereich $D < 200$ km. (Hier ist als Durchmesser der Becken ihr innerster Ring gewählt worden. Wäre ihr jeweils prominentester Ring als Beckendurchmesser gewählt worden, fiel die Verteilung noch wesentlich flacher ab, etwa wie $N \sim D^{-1}$). Man könnte nun im Sinne der "cataclysm"-Hypothese argumentieren, daß die großen Becken durch eine spezielle Population von Objekten erzeugt worden seien und diese Objekte für das vermeintliche gehäufte Auftreten der großen Becken vor 3.9 - 4 Milliarden Jahren verantwortlich seien. Wie wir zuvor gezeigt haben, ist jedoch kein offensichtlicher Bruch in der Größenverteilung der großen Krater und Becken und in der Abhängigkeit der Einschlagsraten im jeweiligen Größenbereich erkenntlich. Es ist dennoch bisher nicht erklärt worden, warum solch ein markanter Unterschied im Auftreten großer Einschlagsstrukturen auf dem Mond über Zeiträume von wenigen 100 Millionen Jahren und Altern $> 3.8 \cdot 10^9$ a beobachtet wird. Dieses Auftreten von großen Becken auf sehr alten Oberflächen des Mondes und des Mars und Merkur (bzw. ihr Nichtvorhandensein auf Gebieten mit Altern, die nur wenige 100 Millionen Jahre geringer sind), definiert einen relativ scharfen Zeithorizont ("marker horizon", Wetherill, 1981).

Wir können zeigen, daß allein die Kombination des schnellen Abfalls der Einschlagsrate mit der speziellen Charakteristik der Größenverteilung der Ringbecken diesen Effekt des "marker horizon" hervorruft. In Abb. 42 ist für den Erdmond die im Mittel einmal zu erwartende Kratergröße (für $N(D) = 1$) als Funktion des Alters aufgetragen. Im Fall a) ist die in Abb. 41 gezeigte Verteilungscharakteristik für kleine Krater, $N \sim D^{-2.9}$,

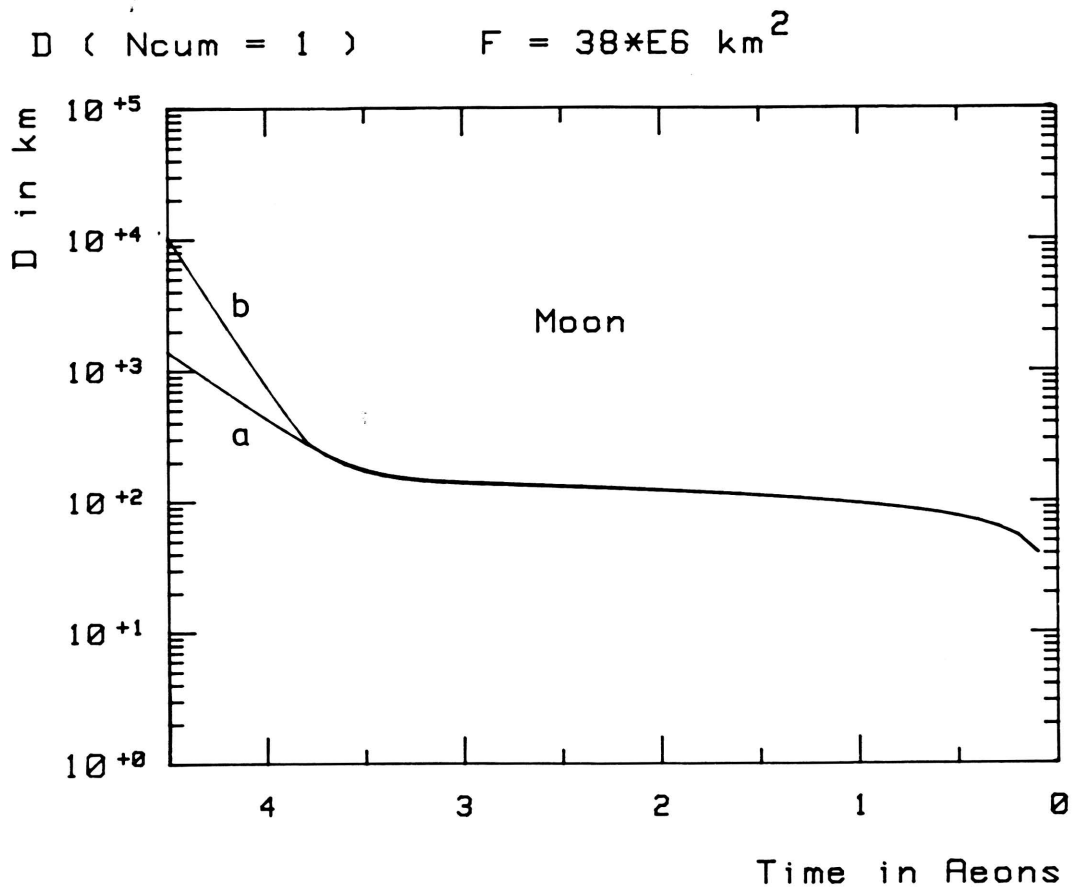


Abb. 42 : Kratergröße als Funktion des Alters für die Gesamtfläche des Erdmondes für einmal im zeitlichen Mittel zu erwartenden Einschlag der Größe $\geq D$, ($N(D)=1$), für verschiedene Verteilungsfunktionen: a) $N \sim D^{-2.9}$, b) Lunare Standardverteilung. (1 Aeon = 10^9 a).

im gesamten Durchmesserbereich $D > 100$ km verwendet worden. Im Fall b) ist die tatsächlich beobachtete, durch die lunare Standardverteilung approximierete Verteilung mit der flachen Größenverteilung der großen Becken verwendet worden. Es zeigt sich damit (bei gleicher Zeitabhängigkeit der Einschlagsrate), daß die besondere Verteilungscharakteristik der großen Krater und Becken zu dem markanten Unterschied im Vorkommen großer Einschlagsstrukturen über nur 100 - 200 Millionen Jahre Altersunterschied führt. Diese spezielle Charakteristik der Größenverteilung hat also einen Effekt zur Folge, der so etwas wie eine "Überhöhung" des Abfalls des Bombardements produziert mit einem plötzlichen Auftreten der Ringbecken zum Zeitpunkt, (in die Vergangenheit schauend) an dem $N(D=200\text{km}) = 1$ wird.

Mit den vorgebrachten Argumenten läßt sich nicht zwingend beweisen, daß ein glatter Abfall der Einschlagsrate stattgefunden haben muß. Die Untersuchungen der Kraterpopulationen und die stratigraphischen Daten sprechen jedoch für einen glatten Abfall und gegen einen "terminal cataclysm" der Einschlagsrate. Auch die Altersdaten zwingen keinesfalls zur Interpretation zugunsten eines "terminal cataclysm", sondern sind innerhalb der Unsicherheiten in der Interpretation der Messungen durchaus mit einem glatten Abfall der Einschlagsrate, wie er hier ermittelt worden ist, verträglich.

IV.3. Beispiele relativer und absoluter Datierung lunarer Strukturen über Kraterhäufigkeiten

Das lunare stratigraphische System ist auf große Einschlagsstrukturen und ihre Materialien bezogen (vgl. Shoemaker und Hackman, 1962; Mutch, 1972). Es ist in seiner modernen Form (Wilhelms, 1983) in Abb. 43 dargestellt in Verbindung mit absoluten Altersangaben der stratigraphischen Einheiten über direkte radiometrische Datierung von Mondgestein und über die Bestimmung von Krater-Retentionsaltern und Anwendung der Mond-Einschlagschronologie. Die relative und absolute Alters-

| Stratigraphisches Alter | Bezugsstruktur | Radiometrisches Alter (10^9 a) | Relatives Krater- Retentions-Alter $N(1)$ (km^{-2}) | Absolutes Krater- Retentions-Alter (10^9 a) |
|-------------------------|---------------------|-----------------------------------|--|--|
| Copernicanisch | Krater Copernicus | 0.85 | $1.3 \cdot 10^{-3}$ | 1.5 |
| Eratosthenisch | Krater Eratosthenes | | $3.0 \cdot 10^{-3}$ | 3.2 |
| Imbrisch | Imbrium-Becken | 3.9 | $3.5 \cdot 10^{-2}$ | 3.9 |
| Nectarisch | Nectaris-Becken | 4.1 | $1.2 \cdot 10^{-1}$ | 4.1 |
| Prae-nectarisch | Ältestes Hochland | 4.4 | $3.6 \cdot 10^{-1}$ | 4.3 |

Abb. 43: Lunares stratigraphisches System mit relativen und absoluten Altern.

einordnung lunarer Strukturen über Kraterhäufigkeitsmessungen ist mit diesem bezüglich relativer und absoluter Krater-Retentionsalter nun vollständig definierten System global möglich.

Bestimmung der relativen Alter größerer lunarer Krater ist von Neukum und König (1976) vorgenommen worden. Wilhelms (1979) und Neukum (1977b) haben Kraterhäufigkeiten auf großen Becken zur stratigraphischen Einordnung dieser Strukturen gemessen. Anwendung der lunaren Standardverteilung und Einschlagschronologie ergibt die in Tabelle 4 gelisteten relativen und absoluten Alter.

Aus den radiometrischen Altersdaten der Mare-Basalte kann man schließen, daß die Füllung der lunaren Maria mit basaltischer Lava sich in der Zeitspanne vor ca. 3.1 bis $3.8 \cdot 10^9$ a ereignete. Kraterdaten zeigen, daß aller Wahrscheinlichkeit nach jedoch die vulkanische Aktivität des Mondes länger andauerte und besonders im Hochland bereits früher begann (vgl. Neukum, 1977b; Ryder und Spudis, 1980; Basaltic Volcanism Study Project, 1981).

Boyce et al. (1974) haben aus ihren Daten geschlossen, daß die jüngsten Lavaströme im Mare Imbrium (vgl. Abb. 12) wesentlich jünger als $3 \cdot 10^9$ a sind, mit einem wahrscheinlichsten Alter um $2.5 \cdot 10^9$ a. Kraterhäufigkeitsdaten von Neukum und König (1976) und Anwendung der hier präsentierten lunaren Einschlagschronologie ergeben ein Alter zwischen 2.8 und $3 \cdot 10^9$ a. Jüngere Gebiete sind bisher nicht gefunden worden. Der basaltische Vulkanismus des Mondes endete demnach spätestens von etwa 2.5 Milliarden Jahren. Nach dieser Periode endogener Aktivität wurde das Antlitz des Mondes nur durch die Bildung mehrerer großer Strahlenkrater wie z. B. Copernicus, Kepler, Aristarchus und Tycho verändert.

Tabelle 4: Beispiele relativer und absoluter Krater-Retentionsalter
lunarer geologischer Strukturen

| Geologische Struktur | Relatives Krater- Retentionsalter | | Absolutes Krater- Retentionsalter (10^9 a) |
|-------------------------|--------------------------------------|---------------------------|---|
| | N(D=1km)/km ² | N(D=10km)/km ² | |
| Hochland (Terraes) | $3.32 \cdot 10^{-1}$ | $8.42 \cdot 10^{-4}$ | 4.25 |
| <u>Ringbecken</u> | | | |
| Apollo | $1.38 \cdot 10^{-1}$ | $3.50 \cdot 10^{-4}$ | 4.12 |
| Birkhoff | $2.46 \cdot 10^{-1}$ | $6.24 \cdot 10^{-4}$ | 4.20 |
| Crisium | $5.70 \cdot 10^{-2}$ | $1.45 \cdot 10^{-4}$ | 3.99 |
| Hertzprung | $5.68 \cdot 10^{-2}$ | $1.44 \cdot 10^{-4}$ | 3.99 |
| Humboldtianum | $8.13 \cdot 10^{-2}$ | $2.06 \cdot 10^{-4}$ | 4.04 |
| Humorum | $5.95 \cdot 10^{-2}$ | $1.51 \cdot 10^{-4}$ | 3.99 |
| Imbrium | $3.71 \cdot 10^{-2}$ | $9.41 \cdot 10^{-5}$ | 3.92 |
| Keeler-Heaviside | $3.82 \cdot 10^{-1}$ | $9.69 \cdot 10^{-4}$ | 4.27 |
| Korolev | $8.12 \cdot 10^{-2}$ | $2.06 \cdot 10^{-4}$ | 4.04 |
| Lorentz | $2.63 \cdot 10^{-1}$ | $6.67 \cdot 10^{-4}$ | 4.21 |
| Milne | $1.96 \cdot 10^{-1}$ | $4.97 \cdot 10^{-4}$ | 4.17 |
| Mendeleev | $8.37 \cdot 10^{-2}$ | $2.12 \cdot 10^{-4}$ | 4.04 |
| Mendel-Rydberg | $9.76 \cdot 10^{-2}$ | $2.48 \cdot 10^{-4}$ | 4.07 |
| Moscoviense | $7.29 \cdot 10^{-2}$ | $1.85 \cdot 10^{-4}$ | 4.02 |
| Nectaris | $1.00 \cdot 10^{-1}$ | $2.54 \cdot 10^{-4}$ | 4.07 |
| Schroedinger | $2.60 \cdot 10^{-2}$ | $6.59 \cdot 10^{-5}$ | 3.86 |
| Smythii | $2.93 \cdot 10^{-1}$ | $7.43 \cdot 10^{-4}$ | 4.23 |
| Orientalis | $2.24 \cdot 10^{-2}$ | $5.68 \cdot 10^{-5}$ | 3.84 |
| Freundlich-Sharonov | $1.57 \cdot 10^{-1}$ | $3.98 \cdot 10^{-4}$ | 4.14 |
| <u>Krater</u> | | | |
| Langrenus | $5.10 \cdot 10^{-3}$ | $1.29 \cdot 10^{-5}$ | 3.51 |
| Theophilus | $4.75 \cdot 10^{-3}$ | $1.20 \cdot 10^{-5}$ | 3.50 |
| Aristoteles | $5.07 \cdot 10^{-3}$ | $1.29 \cdot 10^{-5}$ | 3.51 |
| Aristarchus | $1.52 \cdot 10^{-4}$ | $3.86 \cdot 10^{-7}$ | 0.18 |
| Kepler | $8.62 \cdot 10^{-4}$ | $2.19 \cdot 10^{-6}$ | 1.03 |
| Delisle | $1.50 \cdot 10^{-3}$ | $3.80 \cdot 10^{-6}$ | 1.78 |
| Eratosthenes | $3.00 \cdot 10^{-3}$ | $7.61 \cdot 10^{-6}$ | 3.20 |
| Diophantus | $1.50 \cdot 10^{-3}$ | $3.80 \cdot 10^{-6}$ | 1.78 |
| Lambert | $4.80 \cdot 10^{-3}$ | $1.22 \cdot 10^{-5}$ | 3.50 |

V. PRODUKTIONS-KRATERVERTEILUNG UND EINSCHLAGSCHRONOLOGIE DES PLANETEN MARS

Die Kraterpopulationen des Mars lassen, wie analog die des Erdmondes, eine Untersuchung der geologischen Entwicklung des Planeten über die Analyse von Kraterhäufigkeiten zu. Eine relative Datierung erfolgt über direkten Vergleich von Kraterhäufigkeiten oder, falls nicht im gleichen Durchmesserbereich gemessen, über die Kratergrößen-Produktions-Verteilung. Die Produktionsverteilung ist, wie wir jetzt wissen, und entgegen früheren Annahmen, nicht gleich der des Erdmondes. Die Charakteristiken der Verteilung sollen im nächsten Kapitel diskutiert werden.

Im Anschluß daran sollen Modelle der Einschlagschronologie des Mars vorgestellt und die Möglichkeiten der Bestimmung absoluter Alter der geologischen Einheiten und Strukturen des Mars über Kraterhäufigkeiten beleuchtet werden.

V.1. Analyse der Produktions-Kratergrößenverteilung des Mars

Ähnlich wie im Falle des Erdmondes besteht in der Literatur keine Einhelligkeit bezüglich der Kratergrößenverteilung des Mars. Eine genaue Kenntnis der Verteilung ist jedoch hier noch wichtiger, da Mars geologisch wesentlich aktiver war als der Erdmond und diese Aktivitäten intensiv mit den Kraterpopulationen wechselgewirkt haben. Durch Untersuchung der entsprechenden Effekte auf die Verteilungen kann man zum Teil recht detaillierten Aufschluß über die Genese von geologischen Strukturen und ihre Entwicklung erlangen (Neukum und Wise, 1976; Neukum und Hiller, 1981).

Die Produktionskratergrößenverteilung (Standardverteilung) des Mars wurde im Bereich $1 \text{ km} < D < 20 \text{ km}$ von Neukum und Wise (1976) bestimmt. Detailliertere Analysen wurden von Neukum et al. (1978) und Neukum und Hiller (1981) durchgeführt. Die

daraus resultierende Verteilung ist in Abb. 44 wiedergegeben. Die Verteilung zeigt qualitativ eine ähnliche Charakteristik wie die lunare Verteilung mit steilem Anstieg bei $D \lesssim 1$ km. In der Literatur sind eine Reihe von Referenzverteilungen der Art der einfachen Potenzverteilungen $N \sim D^\alpha$ zu finden (Abb. 44), die ihre Berechtigung durchaus über einen beschränkten Durchmesserbereich haben, aber leider häufig außerhalb ihrer Gültigkeitsbereiche angewandt werden und so zu Diskrepanzen in der Interpretation der Meßdaten führen.

Neukum und Wise (1976) haben die Produktionskratergrößenverteilung des Mondes und des Mars miteinander verglichen und geschlossen, daß eine Reihe von Effekten, die vereinfacht in Abb. 45 dargestellt sind, Unterschiede in der Größenverteilung der Krater auf dem Mars gegenüber der des Mondes hervorrufen können. Nehmen wir dieselbe Meteoritenpopulation als kratererzeugend für Mond und Mars an, so würde im Falle simpler Potenzverteilungen der Art $N \sim m^\gamma$ ($\gamma = \text{const.}$) ein und dieselbe Durchmesserverteilung der Art $N \sim D^\alpha$ ($\alpha = \text{const.}$) auf beiden Planeten produziert werden, selbst bei unterschiedlichen Einschlagsgeschwindigkeiten, Eigenschaften des Targets, etc. Für Verteilungen mit größenabhängigem γ bzw. α würden jedoch charakteristische Unterschiede in den Verteilungen entstehen, wenn man von einem Planeten zum anderen geht (Abb. 45). Altersunterschiede - d. i. Unterschiede in der Exponierungszeit von Targetflächen - resultieren in gleichen Verhältnissen der Kraterhäufigkeiten bei jeder Kratergröße ($\Delta \log N = \text{const}$ in der rechten Hälfte von Abb. 45). Dasselbe gilt für Unterschiede im Einfangsquerschnitt oder in der Einschlagsrate der Körper (für gleiche Geschwindigkeiten). Diese Effekte haben keinen Einfluß auf die Form der Verteilungen im log-log-Diagramm. In anderen Worten, die Verteilungen können in diesen Fällen vertikal (in $\log N$ -Richtung) verschoben und vollständig zur Deckung gebracht werden.

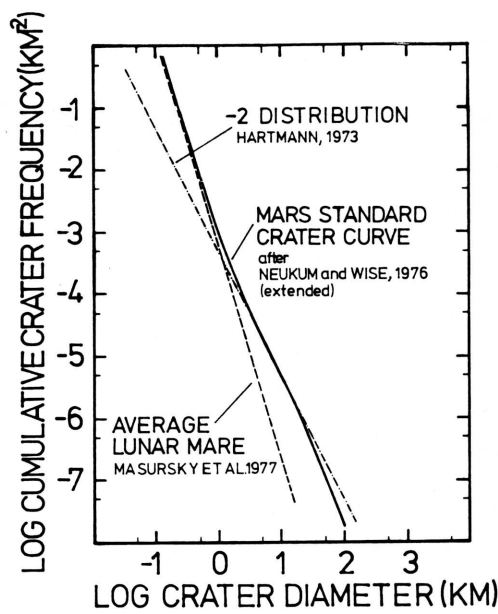


Abb. 44: Vergleich verschiedener Referenzverteilungen zur Beschreibung der Produktionskratergrößenverteilung der Kraterpopulationen des Mars, (Abbildung: Neukum und Hiller, 1981).

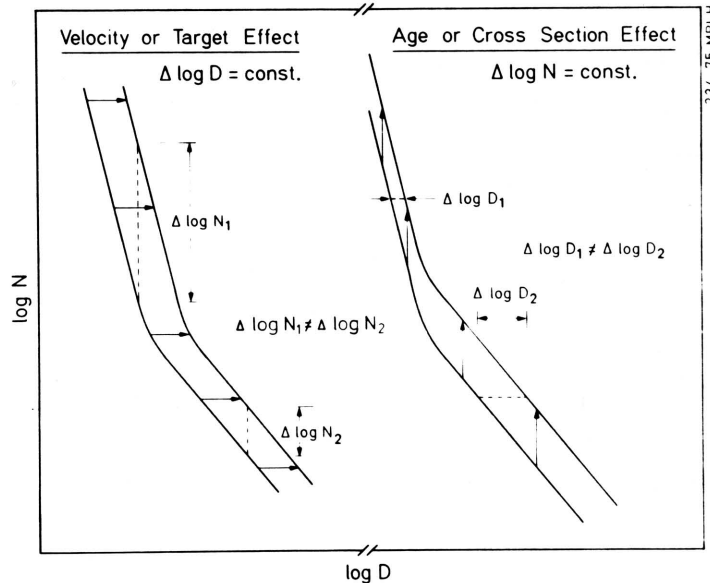


Abb. 45: Vereinfachte Darstellung von Effekten verschiedener Einschlagsbedingungen auf eine Kratergrößenverteilung, deren Verteilungsgesetz von einem einfachen Potenzgesetz abweicht.

Völlig andere Verhältnisse herrschen in den Fällen, in denen unterschiedliche mittlere Einschlagsgeschwindigkeiten vorliegen, oder falls unterschiedliche Targeteigenschaften (z.B. unterschiedliche chemische Zusammensetzung der Gesteine, Wassergehalt, etc.) zur Produktion unterschiedlich großer Krater für die gleiche Meteoritenmasse führen. In diesem Falle lassen sich die Verteilungen (Abb. 45 linke Hälfte) in log N-Richtung nicht zur Deckung bringen, sondern erscheinen im Vergleich zueinander unterschiedlich flach oder steil. Sie lassen sich jedoch durch Schiebung in logD-Richtung zur Deckung bringen im Verhältnis der unterschiedlichen Kratergrößen (falls diese Effekte nicht für verschiedene Kratergrößen verschieden sind). Neukum und Wise (1976) haben die von ihnen gefundenen Unterschiede zwischen der lunaren Verteilung und der des Mars durch einen plausiblen Unterschied in der jeweiligen mittleren Einschlagsgeschwindigkeit erklärt, jedoch nicht ausgeschlossen, daß auch Targeteffekte eine Rolle spielen können. In der Tat scheint insbesondere der Wassergehalt des Marsbodens einen Einfluß zu haben, wie Boyce und Roddy (1978), Boyce (1979), Mougini-Mark (1979) und Croft et al. (1979) ausführten. Der Wassergehalt des Marsbodens scheint auch in der Ausbildung von unterschiedlichen Kratermorphologien eine größere Rolle zu spielen und wird hauptsächlich verantwortlich gemacht für die z. T. vom Mond gänzlich verschiedene Ausbildung der die Krater umgebenden Ejecta-Decken (Abb. 46).

Eine neuere vom Autor durchgeführte Analyse der Targetabhängigkeit (Neukum, 1983) zeigt, daß leider keine einheitliche Produktionskratergrößenverteilung für den Mars existiert, sondern in der Tat unterschiedliche Wassergehalte (oder andere Effekte der Zusammensetzung des Marsbodens) unterschiedliche Verteilungen auf verschiedenen geologischen Einheiten des Mars produziert haben. Diese Effekte beeinflussen offenbar vorwiegend den Bereich $D > 5$ km (vgl. Carr, 1981). Die resultierende mittlere Produktionskratergrößenverteilung (Standardverteilung) des Mars ist in Abb. 47 dargestellt. Die Schwankungsbreite der Verteilung für die

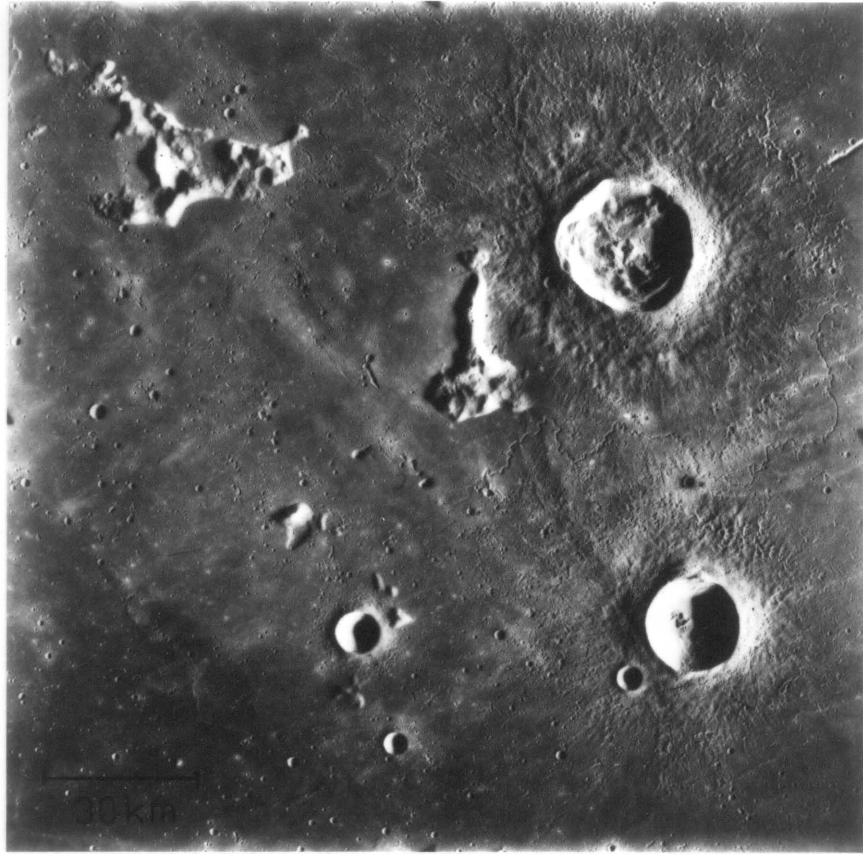


Abb. 46 : Vergleich typischer Morphologien von Kratern des Erdmondes (oben) und des Mars (unten).

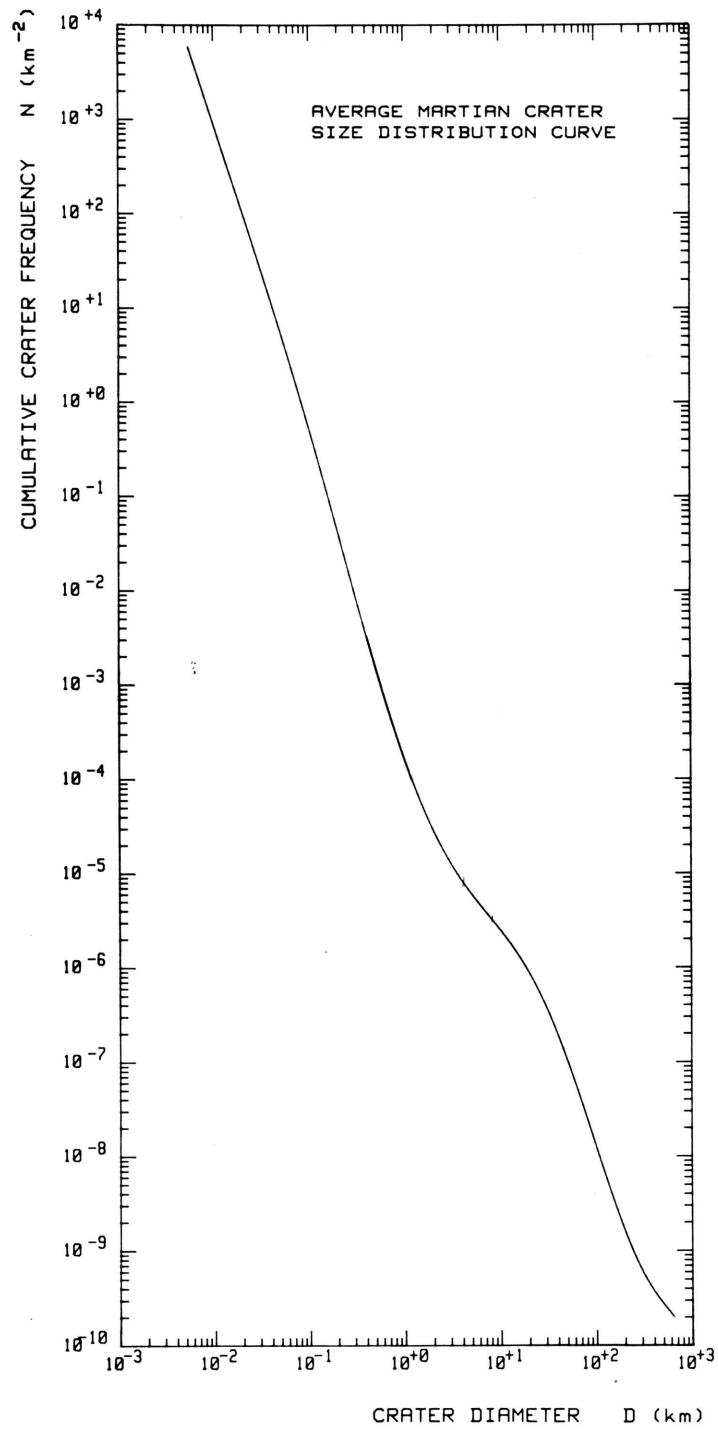


Abb. 47: Mittlere Produktionsgrößenverteilung (Standard Distribution) des Mars.

bisher untersuchten Gebiete des Mars führt zu einer Unsicherheit von etwa einem Faktor 2 in kumulativer Kraterhäufigkeit N im angegebenen Durchmesserbereich. Die mittlere Standardverteilung des Mars ist in Abb. 48 mit der lunaren Standardverteilung verglichen. Es zeigt sich, daß die Unterschiede in der Größenabhängigkeit der Verteilungen derart sind, daß beim Vergleich von Kraterhäufigkeiten des Mars mit solchen des Mondes unbedingt der Durchmesserbereich mit berücksichtigt werden muß. Andernfalls können erhebliche Fehler (Faktor $\lesssim 5$) auftreten. Leider wird dieser Tatsache in der Literatur bisher z.T. zu wenig Rechnung getragen.

Der mathematische Ausdruck der mittleren Standardverteilung des Mars von Abb. 47 ist ein Polynom in $\log D$ der Form

$$\log N = a_0 + a_1 \log D + a_2 (\log D)^2 + \dots + a_{11} (\log D)^{11}$$

mit

$$\begin{array}{ll} a_1 = -2.9076 & a_7 = 2.6348 \cdot 10^{-2} \\ a_2 = 1.1870 & a_8 = -3.6585 \cdot 10^{-3} \\ a_3 = 0.3842 & a_9 = -1.6354 \cdot 10^{-3} \\ a_4 = -0.3955 & a_{10} = 7.3875 \cdot 10^{-5} \\ a_5 = -0.1652 & a_{11} = 2.8421 \cdot 10^{-5} \\ a_6 = 5.8655 \cdot 10^{-2} & \end{array}$$

a_0 ist variabel und beinhaltet die Altersabhängigkeit der Verteilung.

Das Polynom ist gültig im Bereich $100 \text{ m} < D < 300 \text{ km}$, jedoch nicht darüber hinaus. Polynome geringeren Grades approximieren die komplizierte Größenverteilung nur unzureichend. Der hier gegebene Ausdruck stimmt innerhalb 50 % in N mit den Ergebnissen von Neukum und Wise (1976) und Neukum und Hiller (1981) überein.

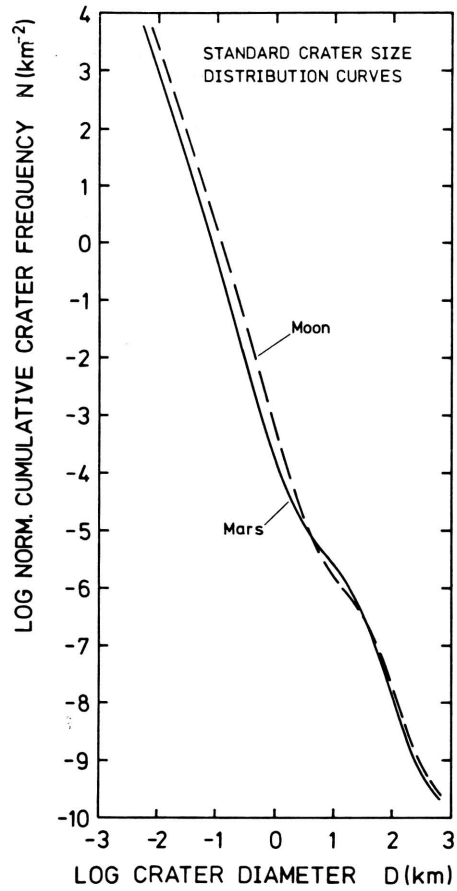


Abb. 48: Vergleich der mittleren Standardverteilung des Mars mit der lunaren Standardverteilung.

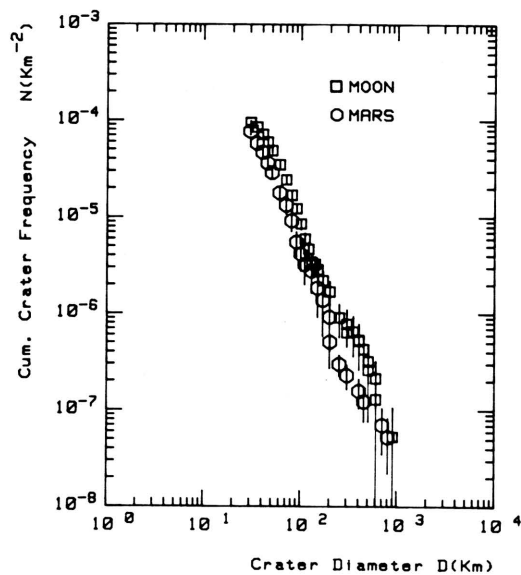


Abb. 49: Vergleich der ältesten Krater- und Becken-Populationen des Mond- und Mars-Hochlandes.

V.2. Einschlagschronologie des Mars

Die ältesten Kraterpopulationen des Mars und des Erdmondes geben Aufschluß über das Bombardement direkt nach der Akkretionsphase und geben uns durch den Vergleich der Häufigkeiten großer Krater und Becken die Möglichkeit, etwas über die Natur der Meteoritenpopulationen und den zeitlichen Ablauf des früheren Bombardements zu erfahren.

In Abb. 49 sind die Verteilungen der ältesten Krater- und Beckenpopulationen des Mond- und Marshochlandes miteinander verglichen. Die Kraterhäufigkeiten der Populationen sind einander ähnlich, die des Mars liegen jedoch einen Faktor 2 - 3 niedriger. Eine in Kap. IX. durchgeführte Analyse der Feinstruktur der Mars-Verteilung zeigt, daß die für den Mond charakteristischen Variationen im Verteilungsindex auch in der Hochland-Kraterpopulation des Mars wiederzufinden sind, allerdings nicht genau beim gleichen Durchmesser. Die Durchmesserverteilungen der Hochland-Kraterpopulationen des Mondes und des Mars sind ähnlich. Die in den Kratergrößenverteilungen (Abb. 48) beobachteten Unterschiede können durch Unterschiede in den Einschlagsbedingungen (wie z. B. Einschlagsgeschwindigkeit, Eigenschaften des Targets, Oberflächengravitation) erklärt werden (vgl. auch Kap. IX.). Es könnte die gleiche Population von kratererzeugenden Körpern vorliegen.

Diese Zusammenhänge wurden von Neukum und Wise (1976) und Neukum und Hiller (1981) erkannt und sind durch die hier diskutierten Ergebnisse über die Kratergrößenverteilungen der Populationen des Mars und des Mondes genauer erfaßbar. Eine Analyse von Kraterhäufigkeiten der Chryse-Ebene des Mars (Umgebung der Landestelle von Viking 1) ergibt, daß die Einschlagsrate für Werte von $N(D=1\text{km}) \approx 1.5 \cdot 10^{-3} \text{ (km}^{-2}\text{)}$ noch abgefallen sein muß (Neukum, 1983).

Für den Mond wissen wir (Kap. IV), daß für Werte $N(D=1\text{km}) < 2 \cdot 10^{-3} \text{ (km}^{-2}\text{)}$ die Einschlagsrate konstant ist. Dieser Sachverhalt paßt in das von Neukum und Wise (1976) und Neukum und Hiller (1981) aus den Hochlanddaten gewonnene Bild, daß die Einschlagsrate des Mars für $D = 1 \text{ km}$ etwa einen Faktor 2 - 3 geringer war als für den Erdmond.

Soderblom (1977) hat aufgrund von stratigraphischen und Kraterhäufigkeitsanalysen geschlossen, daß im Durchmesserbereich $4 \text{ km} \leq D \leq 10 \text{ km}$ die Einschlagsraten für den Mars in der Zeit nach der Bildung der großen Becken einen Faktor 1.5 höher liegen sollten, als für den Erdmond. Hartmann (1977, 1978) und Hartmann et al. (Basaltic Volcanism Study Project, 1981) sind aus dem Studium der Einschlagsraten heutiger Asteroidenpopulationen zum Schluß gekommen, daß im gleichen Durchmesserbereich die Rate für Mars in der jüngeren Zeit einen Faktor 2 höher als für den Erdmond liegt.

Die jüngsten Becken des Mars zeigen Kraterhäufigkeiten, die bei $D = 10 \text{ km}$ einen Faktor 1.5 höher liegen als die der jüngsten Becken des Erdmondes (Neukum, 1983; vgl. Tabelle 6). Falls unsere Schlußfolgerung stimmt, daß die jüngsten großen Becken des Mondes und des Mars etwa zur gleichen Zeit erzeugt wurden ("marker horizon", vgl. Kapitel IV.2.), dann lag die Einschlagsrate des Mars für $D = 10 \text{ km}$ einen Faktor 1.5 über der des Mondes; für $D = 1 \text{ km}$ war sie entsprechend der funktionalen Abhängigkeit über die Standardverteilungen (Abb. 48) einen Faktor 3 niedriger als die des Mondes; für $D = 4 \text{ km}$ war sie etwa gleich der des Mondes.

Diese Schlußfolgerungen bestätigen das von Neukum und Hiller (1981) gewonnene Bild von der zeitlichen Abhängigkeit der Einschlagsrate, das in Abb. 50 wiedergegeben ist. Nach diesen Untersuchungen war die Einschlagsrate für die gesamte betrachtete Zeit für den Mars für $D = 1 \text{ km}$ einen Faktor 3 geringer als für den Mond, was zu einer Einschlagschronologie ("cratering chronology") wie in Abb. 50 führt (Modell I), oder das Einpendeln der Rate in jüngeren Zeiten ($t < 3 \cdot 10^9 \text{ a}$) geschah

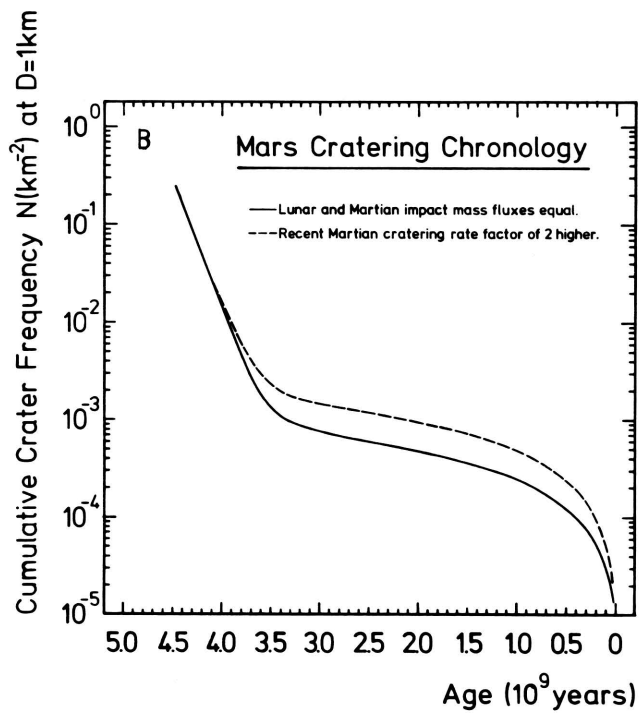
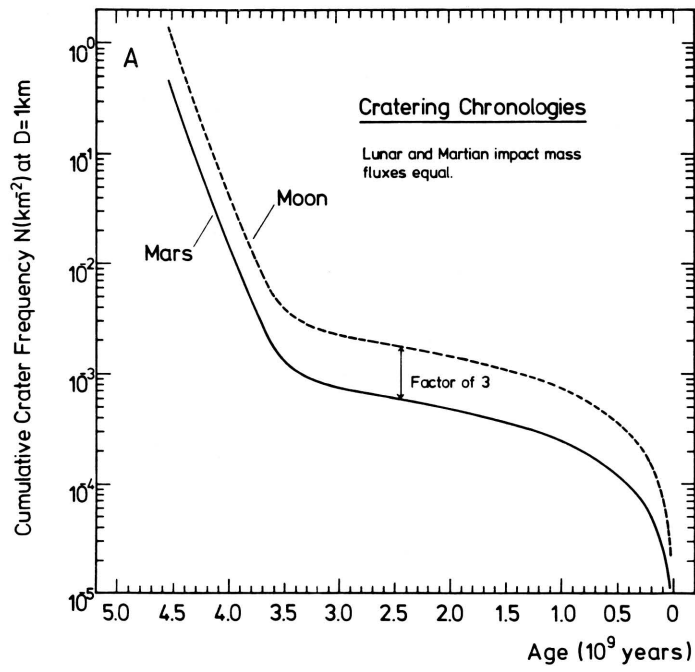


Abb. 50: Modell-Einschlagschronologien des Mars im Vergleich zur Einschlagschronologie des Mondes.

A: Modell I

B: Modell II (gestrichelt) im Vergleich zu Modell I.

(Abbildung: Neukum und Hiller, 1981).

auf einem um den Faktor 2 höheren Wert, wie in Abb. 50 dargestellt (Modell II). Diese Modell- Einschlagschronologien sind für den Bereich $4\text{km} \leq D \leq 10\text{km}$ ($N(D=4\text{km}) - N(D=10\text{km})$) in Abb. 51 dargestellt. Es zeigt sich recht befriedigende Übereinstimmung mit den Interpretationen der anderen Autoren. Die aus heutigen Asteroidendaten abgeschätzten Werte von Shoemaker (1977) sind als sehr unsicher zu betrachten und liegen wahrscheinlich ähnlich wie die lunaren Daten durch systematische Fehler bedingt, etwas zu hoch (vgl. Kap. IV), sind jedoch im angegebenen Fehlerbereich mit den hier ermittelten Einschlagschronologie-Modellen recht gut verträglich.

Die kürzlich von Hartmann et al. (Basaltic Volcanism Study Project, 1981) durchgeführte Analyse für $D \geq 4$ km ergibt Werte, die unseren Daten näherkommen als bisher (siehe Abb. 51). Hartmann hat sich damit unseren Daten in den letzten Jahren erheblich angenähert (vgl. Neukum und Hiller, 1981), liegt jedoch immer noch systematisch höher. Das Problem im Vergleich der verschiedenen Modelle liegt darin, daß verschiedene Referenzfunktionen für die Produktionskratergrößenverteilung des Mars verwendet werden, was einen detaillierten Vergleich schwierig macht. Außerdem gehen Unterschiede in den lunaren Ausgangsdaten ein.

V.3. Chronologie der geologischen Entwicklung des Planeten Mars

Es soll hier eine kurze Zusammenfassung unseres Kenntnisstandes der Chronologie der geologischen Entwicklung des Planeten Mars gegeben werden, wie er sich vor allem aus unseren Analysen der Kraterpopulationen ergibt. Ausführlichere Diskussionen sind z. B. in Neukum und Hiller (1981), Basaltic Volcanism Study Projekt (1981) und Carr (1982) zu finden.

Als in den Jahren nach 1971 die Mariner 9-Aufnahmen der Marsoberfläche interpretiert wurden, kam in der wissenschaftlichen Gemeinschaft aufgrund verschiedener photogeo-

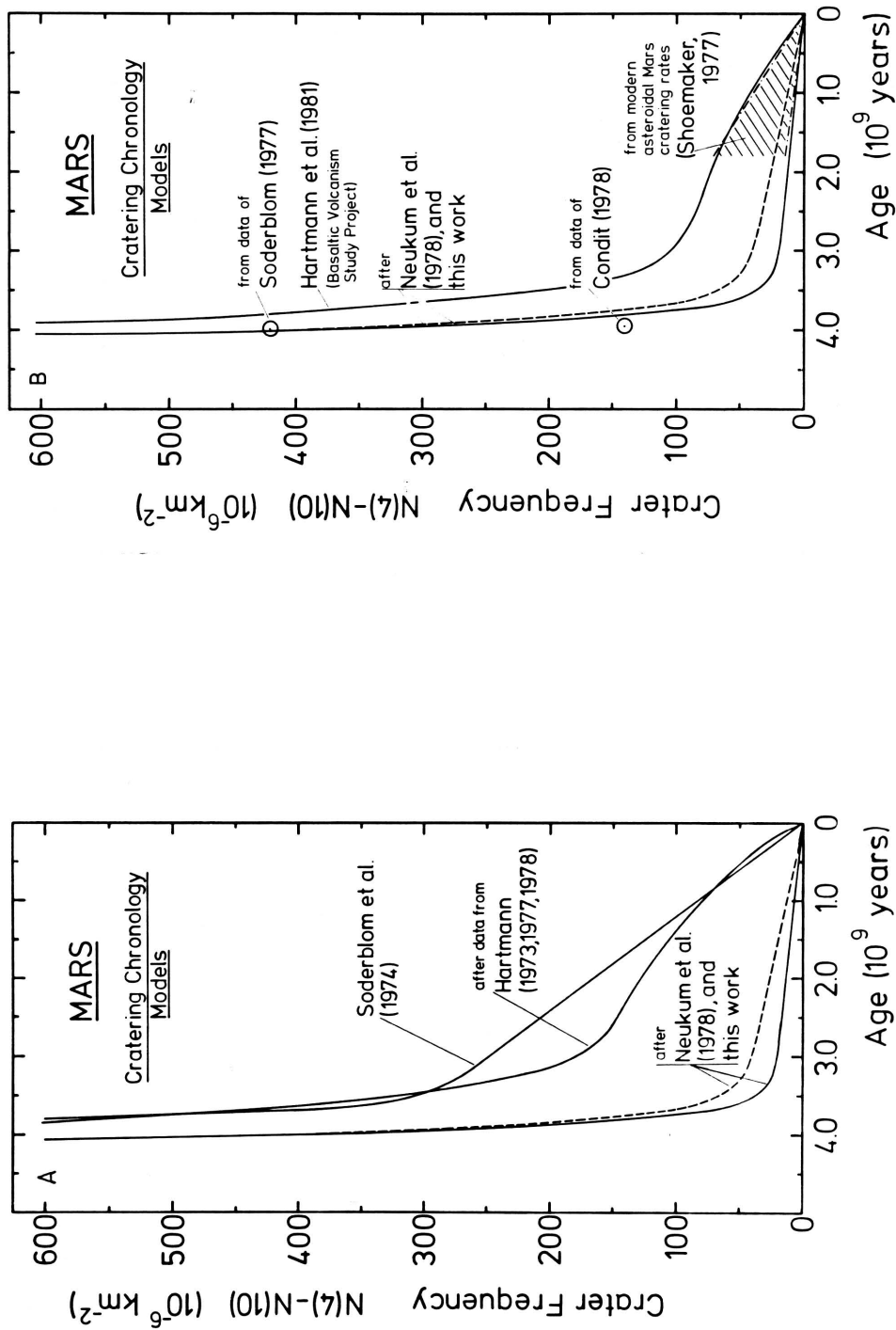


Abb. 51: Vergleich von verschiedenen in der Literatur vorgeschlagenen Einschlagschronologien für den Planeten Mars. Die Kraterhäufigkeiten sind hier linear gegen das Alter aufgetragen, was den abrupten Knick in den Häufigkeiten bei $t \sim 3.5$ Mrd. Jahren besonders deutlich macht. Die Kraterhäufigkeiten, die hier für das Intervall $4 \text{ km} \leq D \leq 10 \text{ km}$ angegeben sind ($N(4)-N(10)$), lassen sich über die Standardverteilung des Mars (siehe Abb. 47) in Werte bei anderen Durchmesser umrechnen. Es zeigt sich eine Annäherung der Einschlagschronologie-Modelle der verschiedenen Autoren über die letzten Jahre. A: Vergleich mit älteren Daten. B: Vergleich mit jüngeren Daten. (Abbildung: Neukum und Hiller, 1981, modifiziert).

logischer Interpretationen die Auffassung auf, daß die Oberflächenstrukturen des Mars z. T. sehr jung seien (z. B. Hartmann, 1973b; Mutch et al., 1976). Diese Ansicht wurde erstmalig im Detail von uns aufgrund unserer Analysen der Kraterpopulationen des Mars auf der Basis von Mariner 9-Bildmaterial kritisiert (Neukum und Wise, 1976). Inzwischen, nachdem mit den Viking-Missionen hochauflösendes Bildmaterial zur Verfügung steht, ist unser Befund weitgehend bestätigt worden (z. B. Carr, 1982).

Unsere detaillierteren Analysen auf der Basis von Viking-Bildmaterial (Neukum und Hiller, 1981) bestätigen unsere früheren Untersuchungen, ergeben jedoch für die jüngsten Strukturen des Mars, insbesondere die Tharsisvulkane (vgl. Abb. 4 und 6a) ein differenzierteres Bild: Die großen geologischen Aktivitäten des Mars, wie Extrusion von Hochlandlaven und Bildung der nördlichen Tiefebene (Planitia) durch vulkanische Prozesse, die großräumige Erosion durch (wahrscheinlich) Aufschmelzen von Permafrost und fluviatile Prozesse und der Aufbau von Vulkanen im Hochland und des vulkanischen Komplexes der Elysium-Region in der nördlichen Tiefebene, alle diese Aktivitäten fanden statt zu der Zeit als die Einschlagsrate noch im Abklingen war, d. h. die Strukturen zeigen Kraterhäufigkeiten mit Werten von $N(D = 1\text{km}) > 1 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-2}$. Aufgrund der von uns abgeleiteten Einschlagschronologie-Modelle bedeutet dies ein Alter von mindestens ca. 1.5 Mrd. Jahren. Nur die Tharsisregion, der große jüngste Vulkankomplex mit den mächtigen Schildvulkanen, insbesondere Olympus Mons, zeigt eindeutig geologische Aktivität auch in jüngerer Zeit bis möglicherweise vor einigen 100 Millionen Jahren. Alle Messungen deuten jedoch darauf hin, daß der Aufbau dieser Schildvulkane auch sehr früh begann mit relativen Krater-Retentions-Altern von $N(1) \leq 8 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-2}$ bzw. absoluten Altern von ca. 1.5 Mrd. Jahren oder mehr. Diese Strukturen zeigen demnach vulkanische Aktivität über außergewöhnlich lange Zeiträume (> 1 Mrd. Jahre).

Eine Zusammenfassung unserer heutigen Vorstellung der geologischen Entwicklung des Planeten Mars ist in Abb. 52 gegeben. Die Unsicherheit in den Modellen beträgt immer noch einen Faktor 2 - 3 wie hier in etwa in den zwei Modellen ersichtlich. Die Leistung der Altersbestimmung über Kraterhäufigkeiten liegt jedoch darin, daß eine eindeutige relative Altersbestimmung für große Teile des Planeten mit der Ermittlung der Abfolge der Ereignisse und darüber hinaus eine zumindest grobe absolute Datierung der Oberflächenstrukturen des Mars möglich ist.

Die Methode gibt trotz der Unsicherheiten in den Modellen sehr gute Möglichkeiten absoluter Altersbestimmung mit Fehlern 200 Millionen Jahre für Alter $> 3 \cdot 10^9$ a (Werte von $N(1) > 2 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-2}$). Für Alter $< 3 \cdot 10^9$ a ist die absolute Altersbestimmung über Kraterhäufigkeiten bisher nur innerhalb eines Faktors 2 bis 3 in N bezüglich des Chronologie-Modells genau. Je besser die Einschlagsrate für diesen Zeitraum (z. B. aus astronomischen Daten der Einschlagsraten heutiger Asteroiden) bestimmt werden kann, bzw. je genauer der Knickpunkt zwischen exponentiell abfallender Einschlagsrate und konstanter Einschlagsrate bestimmt werden kann, desto genauer wird die Methode. Die letzten Jahre haben gezeigt, daß die Daten zunehmend besser werden und es möglich sein könnte, die Unsicherheiten unter einen Faktor 2 zu drücken. Arbeiten in dieser Richtung sind von großer Wichtigkeit für die Planetologie, da es sich abzeichnet, daß wohl in den nächsten 15 bis 20 Jahren nicht mit Mars-Proben durch "Sample Return"-Missionen zu rechnen ist.

Neuere Untersuchungen an einer besonderen Klasse von differenzierten Meteoriten, den sogenannten SNC-Meteoriten, haben gezeigt, daß diese möglicherweise vom Mars stammen können (vgl. z. B. Basaltic Volcanism Study Project, 1981). Diese Meteorite zeigen Kristallisationsalter von ca. 1.5 Mrd. Jahren, welche gut ins Bild unserer Impaktchronologie, Modell II passen würden. Jedoch ist zum jetzigen Zeitpunkt die Interpretation der Proben als Auswurfs-Material großer

Einschläge auf dem Planeten Mars noch sehr spekulativ (obwohl dynamisch vielleicht möglich (Nyquist, 1982)), und insbesondere von der geochemischen Seite ist noch keine zwingende Evidenz dafür gefunden, wenn auch neuere Isotopenmessungen Verträglichkeit mit einem Marsursprung zeigen (Burghelle et al., 1983).

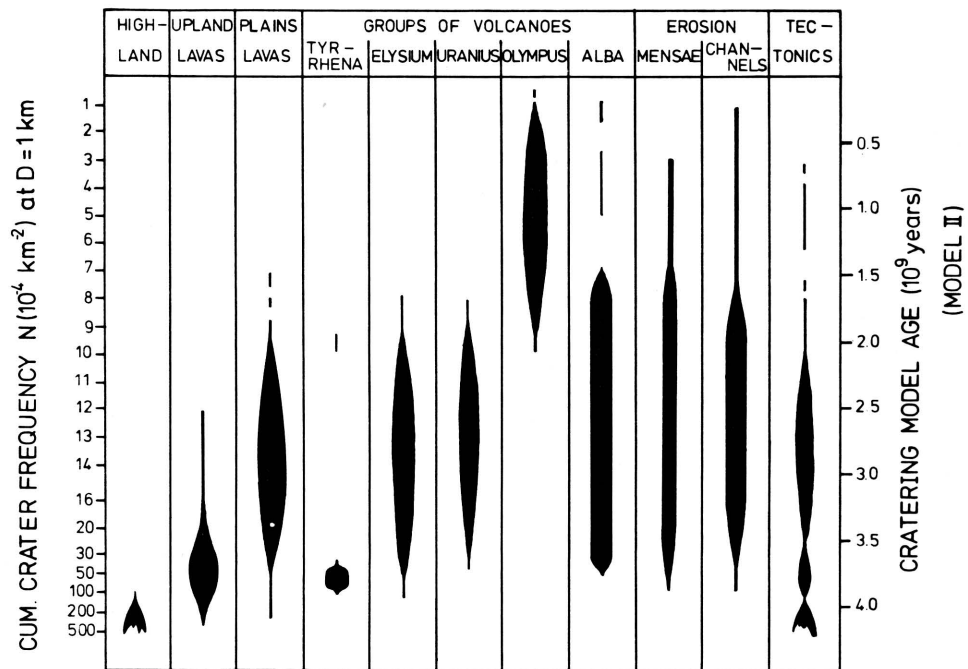
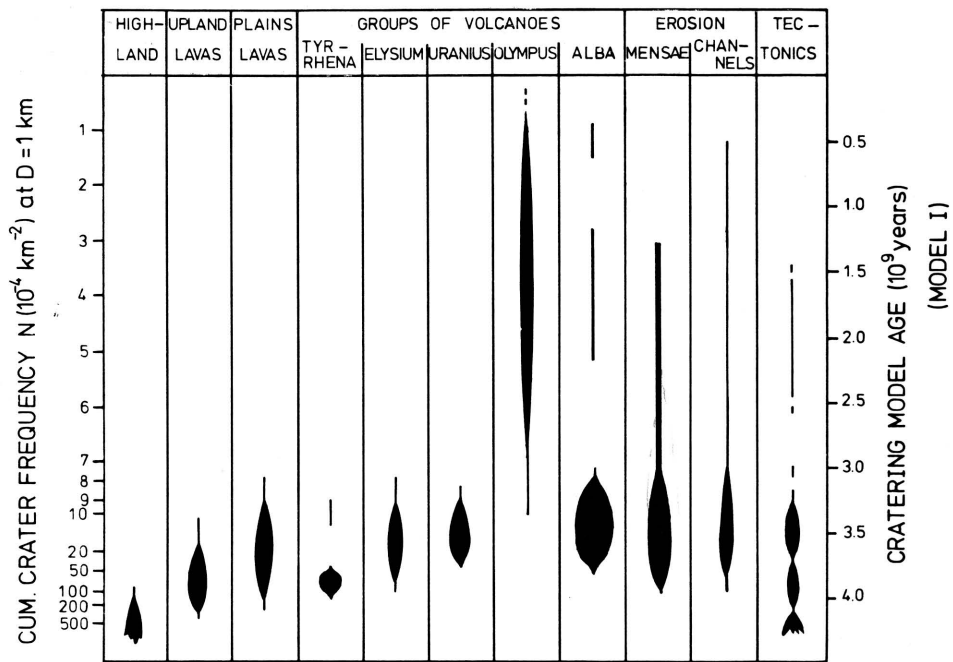


Abb. 52: Darstellung der geologischen Aktivität des Planeten Mars mit relativen Krater-Retentionsaltern und absoluten Krater-Retentionsaltern (cratering model age) anhand der verschiedenen Einschlagschronologie-Modelle. (Abbildung: Neukum und Hiller, 1981).

VI. CHARAKTERISTIKEN DER KRATERPOPULATIONEN DES PLANETEN MERKUR

Die Oberfläche des Merkur ist der des Mondhochlandes bemerkenswert ähnlich. Eine detaillierte Beschreibung der Oberflächenstrukturen ist bei Strom (1979) zu finden. Es sollen im Rahmen dieser Arbeit die Charakteristiken der ältesten Kraterpopulationen des Mars aufgezeigt werden und ein Vergleich mit den entsprechenden Populationen des Mondes und des Mars durchgeführt werden.

Messungen der Krater mit $D > 20$ km und der großen Becken ($D > 200$ km) in den am dichtesten mit Kratern belegten Gebieten des Merkur ergeben die kumulative Kraterhäufigkeitsverteilung von Abb. 53a (Neukum, 1981). Diese Verteilung ist im Detail in ihrer Darstellung als relative Häufigkeit mit der des Erdmondes verglichen (Abb. 53b). Es fällt eine ganz ähnliche Charakteristik der Verteilungen beider Planeten auf mit ähnlichen Änderungen des Verteilungsindex, insbesondere mit einem Umbiegen bei $D \approx 100$ km (Merkur) und $D \approx 60$ km (Mond). Wir wollen diesen Durchmesser im folgenden als Inflexionsdurchmesser D_{inf} bezeichnen. (Es ist hier die bezüglich der Auslöschung kleiner Krater korrigierte, mittlere lunare Produktions-Verteilung (Standardverteilung) verwendet; die eigentlichen lunaren Meßdaten (vgl. Kap. IV.2.) ergeben einen Inflexionsdurchmesser bei $D = 80$ km, was jedoch durch Erosionseffekte (Auslöschung kleiner Krater durch Superposition) zustande kommt.)

Die große Ähnlichkeit der Verteilungen des Erdmondes und des Merkur legt eine entsprechende Ähnlichkeit der zugrundeliegenden Massen-Geschwindigkeitsverteilung der kratererzeugenden Meteorite nahe (vgl. Kap. IX). In der Tat fallen die Verteilungen innerhalb der Meßfehler aufeinander, falls $D(\text{Merkur}) = 1.6 D(\text{Mond})$ für die gleiche kratererzeugende Meteoritenmasse angenommen wird. (Hierbei ist einer möglichen Abweichung der gemessenen Merkur-Verteilung von der Produktionsverteilung bei kleineren Kratern, wie sie im

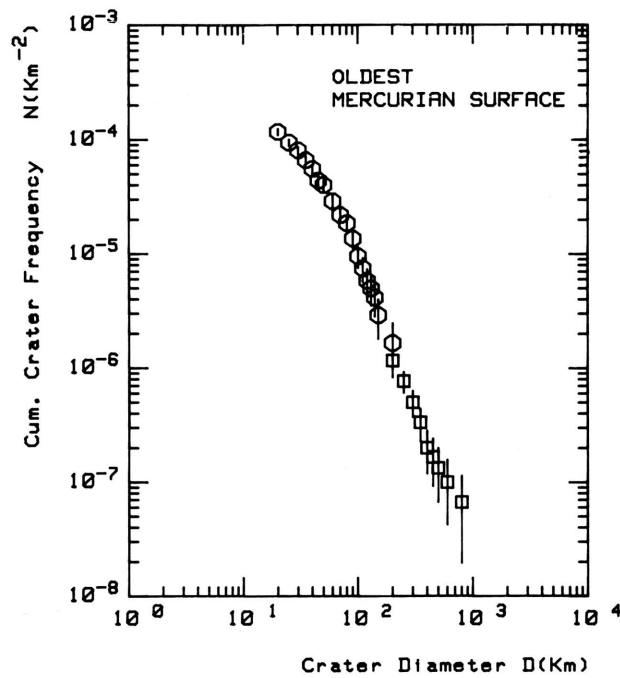


Abb. 53a : Kumulative Kraterhäufigkeit der ältesten Kraterpopulationen des Merkur.

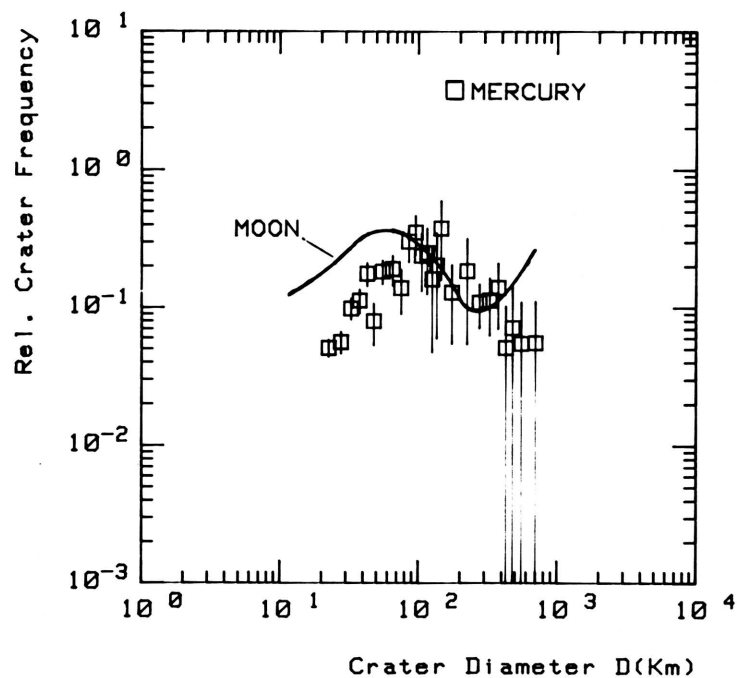


Abb. 53b : Relative Kraterhäufigkeit der ältesten Kraterpopulationen des Merkur im Vergleich zur lunaren relativen Standardverteilung, (älteste Population).

Falle der Populationen des Mondhochlandes beobachtet wird, nicht Rechnung getragen.) Diese Übereinstimmung kann weitgehend mit plausiblen Unterschieden in den Einschlagsgeschwindigkeiten erklärt werden (vgl. Kapitel IX). Die derart aus der Standardverteilung für den Mond resultierende Standardverteilung für die ältesten Kraterpopulationen des Merkur lautet

$$\log N = a_0 + a_1 \log D + a_2 (\log D)^2 + \dots + a_{11} (\log D)^{11}$$

mit

| | |
|-----------------|----------------------------------|
| $a_1 = -3.7110$ | $a_7 = 1.7797 \cdot 10^{-2}$ |
| $a_2 = -0.0072$ | $a_8 = 1.3702 \cdot 10^{-2}$ |
| $a_3 = 0.6259$ | $a_9 = -1.1013 \cdot 10^{-3}$ |
| $a_4 = 0.3054$ | $a_{10} = -6.0711 \cdot 10^{-4}$ |
| $a_5 = -0.1559$ | $a_{11} = 3.97 \cdot 10^{-5}$ |
| $a_6 = -0.1068$ | |

Der Koeffizient a_0 beinhaltet die Altersabhängigkeit der Kraterhäufigkeit und ist somit variabel.

Die Produktionsverteilung im Bereich $D < 20$ km läßt sich aufgrund unzureichenden Bildmaterials nur unzureichend bestimmen. Unsere Messungen (Neukum, 1975, 1983) legen nahe, daß sie ähnlich der des Erdmondes ist. Dies würde in das oben skizzierte Bild passen, daß wir es mit sehr ähnlicher Massenverteilung der Mond- und Merkur-Krater-erzeugenden Meteoritenpopulationen zu tun haben und daß mit hoher Wahrscheinlichkeit die oben für den Merkur für Krater mit $D > 20$ km angegebene Standardverteilung auch für kleinere Krater bis hinunter zu Größen von $D \approx 1$ km gilt.

VII. EMPIRISCHE ABLEITUNG DER EINSCHLAGSCHRONOLOGIE DES MERKUR

Da wir keine radiometrischen Altersdaten besitzen, können wir nur versuchen, über eine Erfassung der Einschlagsraten zu bestimmten Zeitpunkten und Annahme der gleichen Zeitabhängigkeit der Einschlagsraten wie im Erde-Mond-System ein Modell der Einschlagschronologie des Merkur zu entwickeln.

Hartmann et al. (Basaltic Volcanism Study Project, 1981) kamen aufgrund von Überlegungen über Einschlagswahrscheinlichkeiten von heutigen Asteroiden- und Kometen-Populationen auf Merkur zum Schluß, daß das Verhältnis der Kraterproduktions-Raten von Merkur zu Mond für Krater mit $D \geq 4$ km etwa 2 : 1 beträgt. Wir wollen uns die Tatsache des "marker horizon" zunutze machen und annehmen, daß die jüngsten Becken des Mondes, des Mars und des Merkur etwa zur gleichen Zeit vor ca. 3.9 Mrd. Jahren entstanden sind. Das jüngste Merkur-Becken, das wir kennen (ca. 60 % der Merkur-Oberfläche ist unbekannt, da nicht durch Bilddaten erfaßt) ergibt für $D = 4$ km und $D = 10$ km Werte von $N(4) = 6.2 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-2}$ und $N(10) = 7.1 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-2}$ (Abb. 54). Die jüngsten Mondbecken Schrödinger und Orientale liefern etwa $N(4) = 3.4 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-2}$ und $N(10) = 6.0 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-2}$ (vgl. Kap. IV.3.).

Es deutet sich in diesem Durchmesserbereich eine leicht höhere Kraterproduktionsrate für den Merkur als für den Mond an. Dies ist in qualitativer Übereinstimmung mit den Schlußfolgerungen von Hartmann et al. (Basaltic Volcanism Study Project, 1981) für das rezente Bombardement und stützt die Annahme der gleichen Zeitabhängigkeit der lunaren und merkurianischen Einschlagsraten. Das aus der Mond-Einschlagschronologie von Kap. IV. über den Vergleich der Werte für die Becken des "marker horizon" und unter Berücksichtigung der Produktions-Kratergrößenverteilung des Merkur (Standardverteilung) abgeleitete merkurianische Ein-

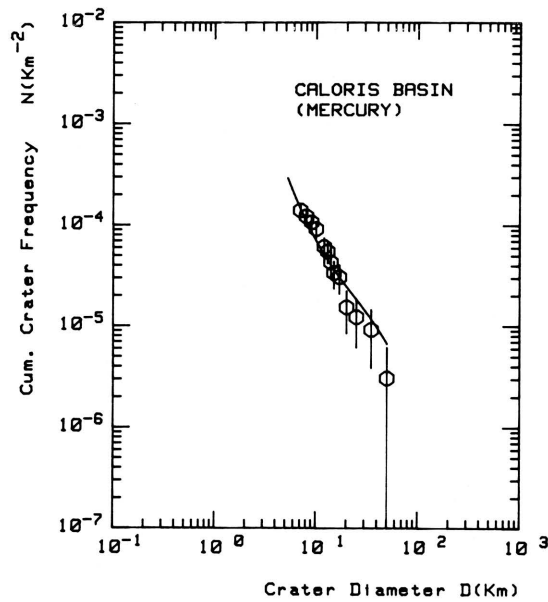


Abb.54 : Kraterhäufigkeit des Caloris-Beckens des Merkur. Die durchgezogene Kurve ist die Standardverteilung für merkurianische Krater.

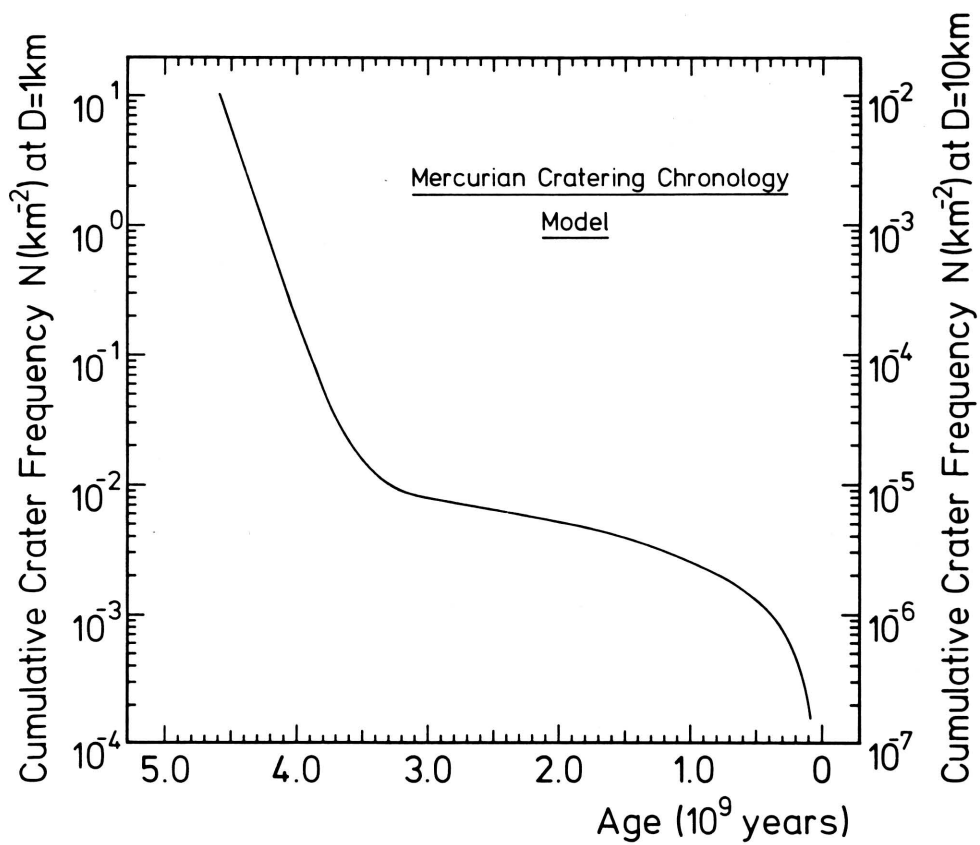


Abb. 55: Einschlags-Chronologie-Modell für den Planeten Merkur.

schlags-Chronologie-Modell ist in Abb. 55 dargestellt. Diese Chronologie ist nur auf einen Faktor 2 bis 3 in N gesichert, erlaubt jedoch damit gute absolute Altersbestimmung mit Fehlern von 100 bis 200 Millionen Jahren für Strukturen älter als 3.5 Mrd. Jahre ($N(1) > 1 \cdot 10^{-2} \text{ km}^{-2}$).

In Tabelle 5 sind relative und absolute Krater-Retentions-Alter angegeben, die aus unseren Messungen resultieren. Es zeigt sich, daß die älteste Kruste des Merkur etwas jünger als die älteste Kruste des Mondes ist. Basaltischer Vulkanismus mit Füllung des Caloris-Beckens fand gleich nach der Bildung des Beckens vor ca. 3.9 Mrd. Jahren statt, ganz ähnlich wie im Falle der jüngeren Becken des Erdmondes.

Tabelle 5: Relative und absolute Krater-Retentionsalter merkurianischer geologischer Strukturen (Daten von Neukum, 1983).

| Geologische Struktur | Relatives Krater-Retentionsalter | | Absolutes Krater-Retentionsalter (10^9 a) |
|------------------------|----------------------------------|--------------------------------|---|
| | $N(D=1\text{km})/\text{km}^2$ | $N(D=10\text{km})/\text{km}^2$ | |
| Hochland | $6.27 \cdot 10^{-1}$ | $5.99 \cdot 10^{-4}$ | 4.18 |
| Beethoven-Becken | $1.60 \cdot 10^{-1}$ | $1.53 \cdot 10^{-4}$ | 3.98 |
| Chekhov-Becken | $4.23 \cdot 10^{-1}$ | $4.04 \cdot 10^{-4}$ | 4.12 |
| Caloris-Becken | $7.17 \cdot 10^{-2}$ | $6.85 \cdot 10^{-5}$ | 3.85 |
| Caloris-Mare (Inneres) | $7.17 \cdot 10^{-2}$ | $6.85 \cdot 10^{-5}$ | 3.85 |
| Dostoevskij-Becken | $5.74 \cdot 10^{-1}$ | $5.49 \cdot 10^{-4}$ | 4.17 |
| Haydn-Becken | $3.82 \cdot 10^{-1}$ | $3.65 \cdot 10^{-4}$ | 4.11 |
| Pushkin-Becken | $3.61 \cdot 10^{-1}$ | $3.45 \cdot 10^{-4}$ | 4.10 |
| Raphael-Becken | $3.86 \cdot 10^{-1}$ | $3.69 \cdot 10^{-4}$ | 4.11 |
| Tolstoi-Becken | $2.78 \cdot 10^{-1}$ | $2.66 \cdot 10^{-4}$ | 4.06 |

VIII. CHARAKTERISTIKEN DER ÄLTESTEN KRATERPOPULATIONEN DER MONDE VON JUPITER UND SATURN

Die von Voyager 1 und 2 übermittelten Bilddaten (vgl. Smith et al., 1979, 1981, 1982) erlauben wegen limitierter räumlicher Auflösung nur eine grobe vergleichende Untersuchung der Kraterpopulationen der Monde von Jupiter und Saturn im Größenbereich $D \gtrsim 5 - 10$ km (siehe Tabelle 1). Die von verschiedenen Autoren (Smith et al., 1979, 1981, 1982; Strom et al., 1981; Neukum, 1981; Strom und Woronow, 1982) untersuchten Kraterpopulationen zeigen eine von denen des inneren Sonnensystems abweichende Größenverteilung. Strom und Woronow (1982) unterscheiden in ihren Analysen (Abb. 56) verschiedene Populationen, die sie zum Teil nur im inneren und zum Teil nur im äußeren Sonnensystem zu sehen glauben. Sie schließen daraus auf verschiedene Populationen von kratererzeugenden Objekten in verschiedenen Teilen des Sonnensystems. In dieser Arbeit werden ihre Schlußfolgerungen nicht in allen Fällen geteilt, und es wird im folgenden Kapitel genauer auf die Beziehungen zwischen den Populationen im inneren Sonnensystem und den Satelliten von Jupiter und Saturn eingegangen werden. Zunächst ist es jedoch zweckmäßig, einige detailliertere Betrachtungen der Kraterpopulationen auf den ältesten Gebieten der Jupitermonde Ganymed und Callisto und einiger Satelliten des Saturn durchzuführen. Es werden dabei nur Meßdaten verwendet, die einigermaßen gesichert erscheinen. (Viele der bisher in der Literatur publizierten und interpretierten Daten wurden von nicht rektifiziertem Bildmaterial gewonnen.)

Die Jupitermonde Ganymed und Callisto zeigen sehr alte Kraterpopulationen, die wahrscheinlich im wesentlichen in den ersten paar 100 Millionen Jahren nach Akkretion der Monde und Solidifikation ihrer Krusten entstanden (vgl. Smith et al., 1979). Die Kruste von Callisto zeigt wenig endogene Aktivität, so daß die Kraterpopulation wenig gestört wurde.

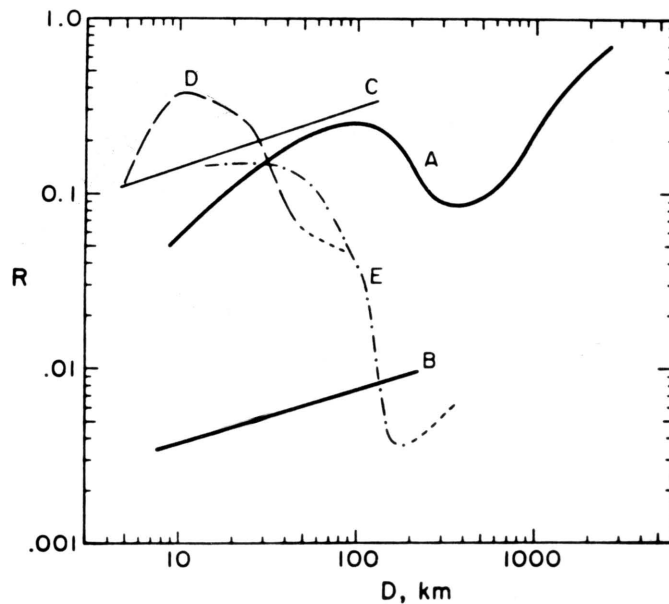


Abb. 56: Relative Kraterhäufigkeiten von Kraterpopulationen die auf verschiedenen Planeten und Monden des Sonnensystems von Strom und Woronow (1982) ermittelt worden sind. Die Populationen kommen nach diesen Messungen vor auf: A: Merkur, Mond und Mars; B: Mond und Mars; C: Tethys, Dione und Rhea; D: Mimas, Enceladus, Tethys, Dione; E: Ganymed und Callisto. Unsere Messungen bestätigen die Aussagen für A und D, jedoch nicht genau für E (obwohl ähnlich). Die Aussage für B (jüngere, Eratosthenisch-Copernicanische Populationen) wird nicht gestützt, sondern deren Verlauf ergibt sich nach unseren Messungen analog A im eingezeichneten Größenbereich.

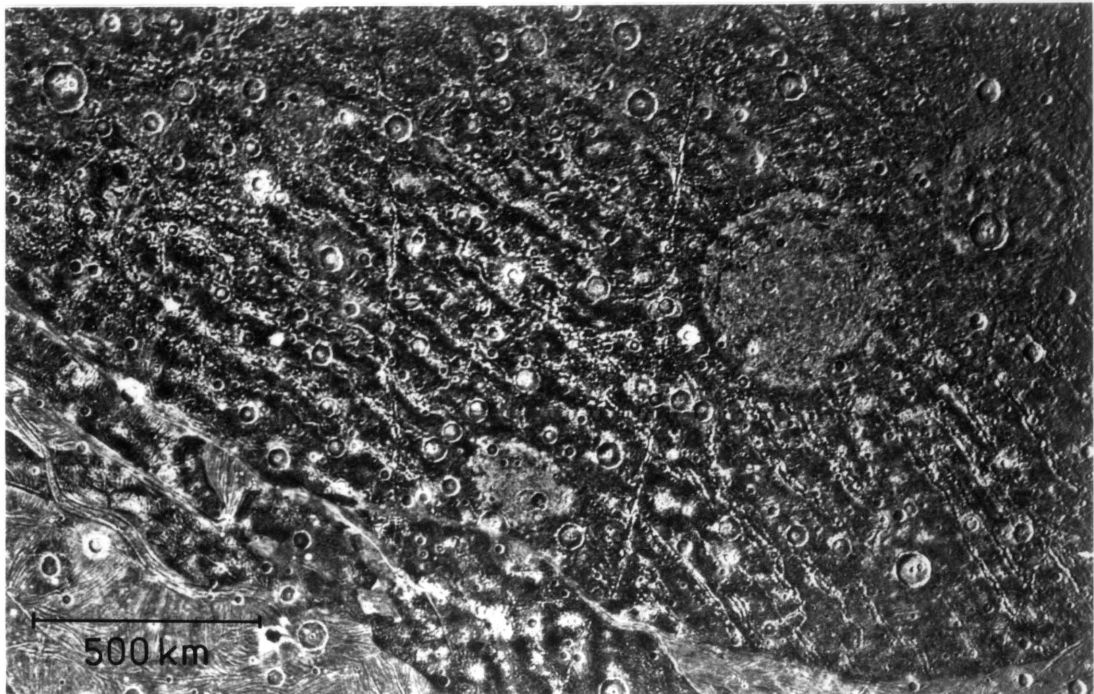


Abb. 57: Gebiet alter (dunklerer) Kruste von Ganymed (Galileo Regio) mit ältester Population von Kratern, die z.T. durch Fließen des Eises ihre Form verloren haben, jedoch noch identifizierbar sind (große, runde, hellere Strukturen).

Ganymeds Oberfläche wurde mehrfach durch tektonische Prozesse mit Neubildung von Krustenmaterial verjüngt, jedoch sind große Teile der alten Kruste erhalten (Abb. 57).

In Abb. 58 sind Kraterhäufigkeiten der ältesten Populationen von Ganymed und Callisto im Vergleich zur ältesten lunaren Hochlandpopulation dargestellt. Ähnlichkeiten in der Verteilung sind erkenntlich, jedoch liegen die Häufigkeiten von Ganymed und Callisto deutlich unter denen des Mondhochlandes und fallen etwas steiler ab. Eine Analyse der Verteilungscharakteristik in Form relativer Häufigkeiten (Abb. 59) zeigt, daß frappierende Ähnlichkeiten bestehen: Die Verteilung für Ganymed weist eine der lunaren Verteilung ähnliche Variation des Verteilungsindex auf mit einem charakteristischen Umbiegen der relativen Häufigkeit bei 40 km Kraterdurchmesser (gegenüber der des Mondes bei 60 km Kraterdurchmesser). Die Verteilung für Callisto scheint eine ähnliche Charakteristik zu besitzen, jedoch kann dies für kleinere Krater wegen der limitierten räumlichen Auflösung des Bildmaterials nicht mit Sicherheit gesagt werden. Eine Verschiebung der lunaren Verteilung im Verhältnis $D(\text{Mond})/D(\text{Ganymed}) = 1.5$ reproduziert die Verteilung für Ganymed. Für Callisto ist keine so gute Übereinstimmung zu finden, jedoch sind die Messungen wegen der unzureichenden Bilddaten von schlechterer Qualität.

Die mit der Transformation $D(\text{Mond})/D(\text{Ganymed}) = 1.5$ erhaltene Verteilungskurve ist in Abb. 60 auf die Daten von Galileo Regio und des jüngsten Beckens von Ganymed (Gilgamesh) angewendet worden. Dieses jüngste Becken würde in Analogie der Betrachtungen für das innere Sonnensystem in etwa den "marker horizon" für das Abklingen des frühen Bombardements definieren. Man erhält ähnliche Kraterhäufigkeiten: $N(10) = 2.9 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-2}$ für das Gilgamesh-Becken von Ganymed verglichen mit $N(10) = 5.7 \cdot 10^{-5} \text{ km}^{-2}$ für das Orientale-Becken des Erdmondes. Auch das Verhältnis der Häufigkeiten zwischen Galileo Regio als ältester Kruste und Gilgamesh

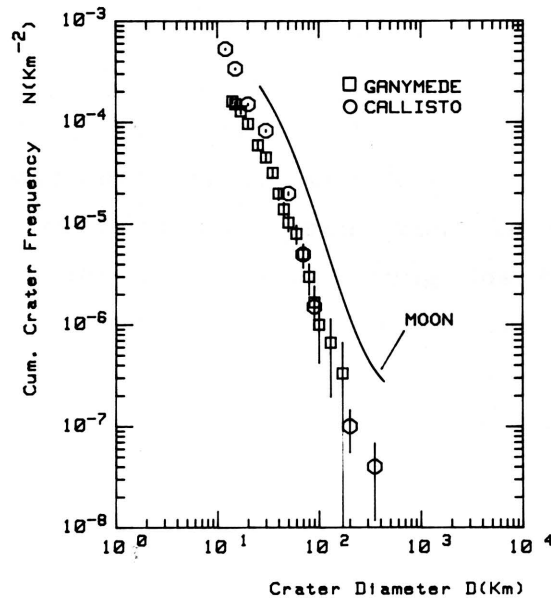


Abb. 58: Kumulative Verteilungen der ältesten Kraterpopulationen von Ganymed und Callisto im Vergleich zur Verteilung des lunaren Hochlandes (Daten von Neukum, 1981 und Strom et al. 1981).

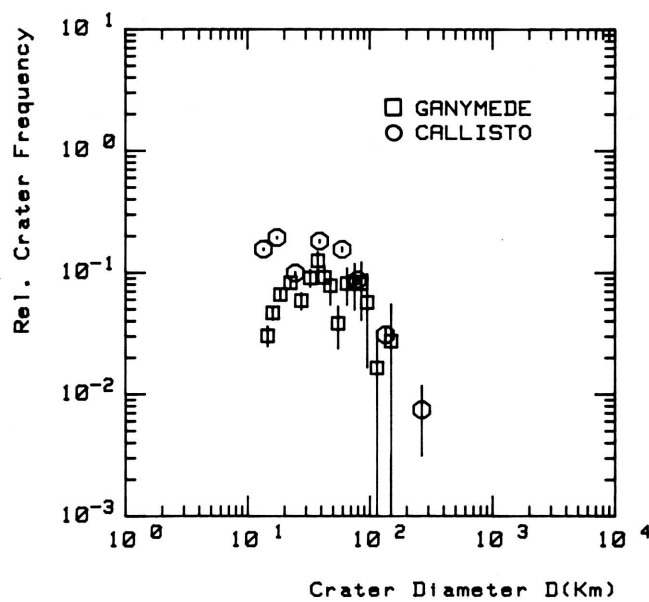


Abb. 59: Relative Kraterhäufigkeiten der ältesten Populationen von Ganymed und Callisto (von Abb.58).

als jüngstem Becken ist dem analogen lunaren Verhältnis recht ähnlich (vgl. Tabelle 6). Man könnte versucht sein, daraus eine mondähnliche Einschlagschronologie mit ähnlichen Halbwertzeiten zu konstruieren. Shoemaker und Wolfe (1982) haben eine mondähnliche Einschlagschronologie konstruiert auf der Basis von kurz- und langperiodischen Kometen und gewissen Klassen von Asteroiden in heliozentrischen Bahnen als kratererzeugende Körper. Wir halten jedoch diese Diskussionen für noch zu spekulativ, da in Wirklichkeit nichts über die Natur der kratererzeugenden Körper und ihre Einschlagsraten bekannt ist. Es ist durchaus möglich, daß sich die kratererzeugenden Objekte in planetozentrischen Bahnen um Jupiter befanden, wie von Strom und Woronow (1982) und Neukum (1982) diskutiert (vgl. Kap. IX).

Die Kraterpopulationen der Monde des Saturn werden zur Zeit im größeren Detail untersucht. Die Qualität der Daten ist unserer Meinung nach nicht gut genug, um gesicherte Aussagen, wie die von Strom und Woronow (1982) in Abb. 56 zu machen. Die von diesen Autoren gefundene Verteilung (D, Abb. 56), die eine ähnliche Charakteristik wie die von uns für die Jupitermonde Ganymed und Callisto gefundene aufweist, scheint sich jedoch zu bestätigen, wie in Abb. 61 zu sehen. Der Inflexionsdurchmesser der Verteilungen liegt bei 10 bis 20 km (im Vergleich zur lunaren Kurve bei $D = 60\text{km}$).

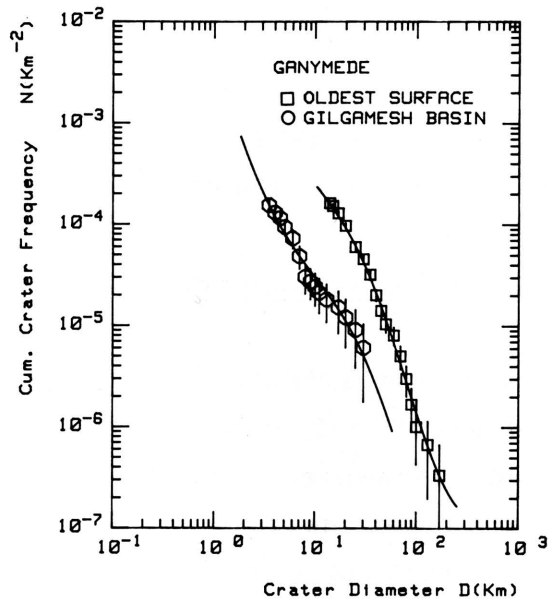


Abb. 60: Kraterhäufigkeiten von Strukturen auf Ganymed (älteste Kruste, Galileo Regio und jüngstes Becken, Gilgamesh). Die jeweils durchgezogenen Kurven sind die mit $D(\text{Mond}) = 1.5 D(\text{Ganymed})$ transformierte lunare Standardverteilung.

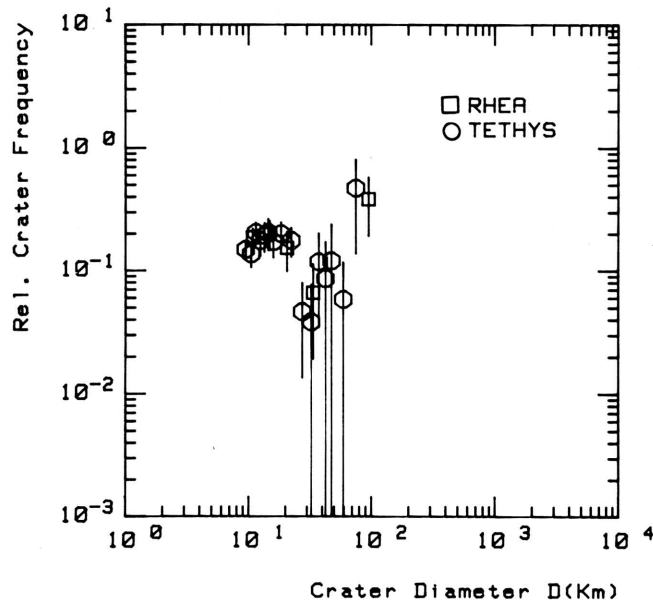


Abb. 61: Relative Verteilungen der ältesten Krater-Populationen der Saturnmonde Rhea und Tethys (Daten von Plescia und Boyce, 1982).

IX. VERGLEICH DES FRÜHEN METEORITEN BOMBARDEMENTS DER TERRESTRI- SCHEN PLANETEN UND DER MONDE VON JUPITER UND SATURN

IX.1. Vergleich der Verteilungscharakteristiken

Wie in den vorangegangenen Kapiteln mehrfach angeführt, sind starke Ähnlichkeiten zwischen den Kraterpopulationen aus der Zeit vor Ende des frühen, schweren Bombardements ("heavy bombardment") mit der Produktion der großen Becken von Mond, Merkur und Mars vorhanden. Ihre Größenverteilungen zeigen eine charakteristische Variabilität des Verteilungsindex, wie sie noch einmal am Beispiel der relativen Verteilung der Populationen der Hochlandgebiete dargestellt ist (Abb. 62).

Aus der Form der relativen Verteilung ist abzulesen (vgl. Kap. III.3.4), daß der kumulative Verteilungsindex α sich im Bereich $D = 50 - 100$ km von $\alpha \approx -1$ über $\alpha = -2$ zu $\alpha \approx -3$ ändert. Der Durchmesser, an dem die Verteilung ihren höchsten Punkt erreicht ($\alpha = -2$) und umbiegt, soll im folgenden als Inflexionsdurchmesser D_{inf} bezeichnet werden (Abb. 62). Ganz ähnliche Charakteristiken der Verteilung sind bei den ältesten Populationen der Jupiter-Monde Ganymed und Callisto und einiger Saturnmonde zu beobachten, wie im vorigen Kapitel diskutiert und in Abb. 62 am Beispiel der Population von Ganymed eingezeichnet. Die Ähnlichkeiten der Kratergrößenverteilungen werden von uns interpretiert als Ähnlichkeiten der Verteilungen in den zugrundeliegenden Meteoritenpopulationen (Neukum, 1981). Nach dieser Interpretation produzieren Meteorite mit gleicher Masse und Dichte unterschiedlich große Krater-Durchmesser in Abhängigkeit von Einschlagsgeschwindigkeit, Dichte und Festigkeit des Substrats, Oberflächengravitation, etc. (vgl. folgendes Kapitel). Die verschiedenen Inflexionsdurchmesser D_{inf} der Verteilungen würden demnach etwa der gleichen Masse der einschlagenden Objekte entsprechen. Durch den Vergleich der Häufigkeiten am Punkt des Inflexionsdurchmessers sollten damit Einschlagsraten für etwa

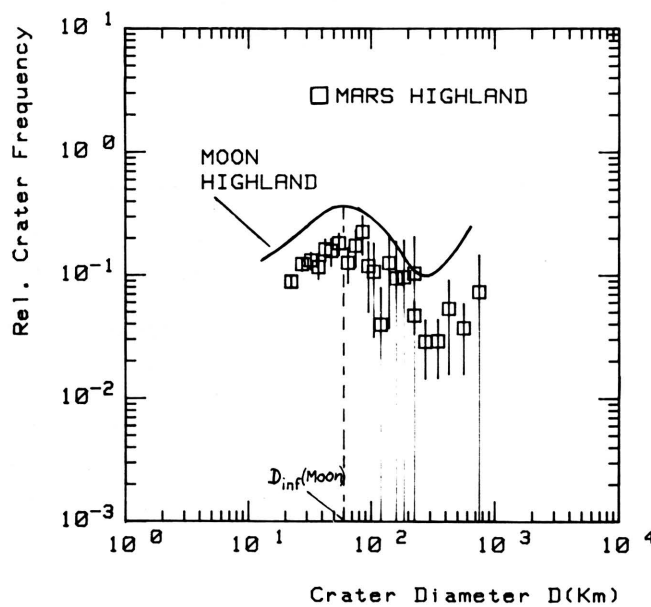
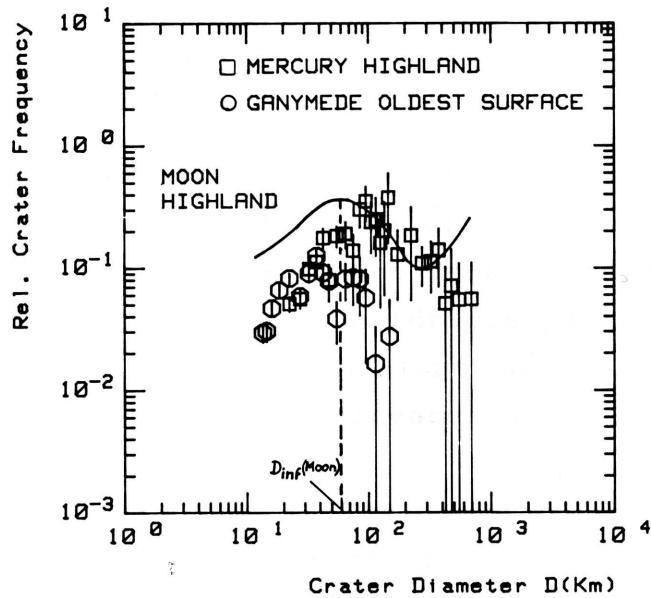


Abb. 62: Vergleich der Kraterpopulationen der ältesten Gebiete von Erdmond, Mars, Merkur und Jupitermond Ganymed in Form ihrer relativen Häufigkeitsverteilungen. Die Verteilungen weisen sehr ähnliche Charakteristiken auf mit Inflexion des Verlaufs im Durchmesserbereich $40 \text{ km} \leq D \leq 100 \text{ km}$ ($D_{inf}(\text{Mond}) = 60 \text{ km}$).

gleich große Massen bestimmbar sein. Im folgenden soll zunächst ein Vergleich der empirischen Daten folgen, der anschließend durch eine theoretische Diskussion der Zusammenhänge abgerundet wird.

Die am Inflexionspunkt und anderen Durchmessern gemessenen Häufigkeiten der ältesten Populationen sind in Tabelle 6 aufgeführt. Zum jeweils gemessenen Verhältnis der Häufigkeiten sind die gemessenen Häufigkeiten für die jüngsten Becken bei $D = 1$ km und $D = 10$ km, normiert auf die lunaren Werte, angegeben. Aus den Daten ist folgendes abzulesen:

1. Die Häufigkeiten am Inflexionspunkt für die jüngsten Becken, die den "marker horizon" mit einem Alter von ca. 3.9 Mrd. Jahren bestimmen, sind für Erdmond, Merkur, Mars und Ganymed innerhalb eines Faktors 2 identisch. Daraus folgt (unter der genannten Annahme, daß der Inflexionsdurchmesser etwa die gleiche Meteoritenmasse bedeutet), daß der Fluß von Meteoriten in diesem Bereich innerhalb eines Faktors 2 gleich war.
2. Das Verhältnis der Häufigkeiten der ältesten Hochlandpopulationen zu den jeweiligen Populationen der jüngsten Becken (bei beliebigem Durchmesser, da die jeweiligen Standardverteilungen angewandt werden) betragen einen Faktor 7 bis 14, d. h. im Falle aller untersuchten Planeten ist das Alter der ältesten Hochlandgebiete innerhalb von etwa 100 Mio. Jahren identisch (unter Voraussetzung des gleichen Abfalls der Einschlagsrate).

Der zuvor im einzelnen für die terrestrischen Planeten diskutierte Sachverhalt der großen Ähnlichkeit des Bombardements wird durch diese Zahlen eindeutig belegt. Es besteht eine bemerkenswerte Ähnlichkeit in den Einschlagsraten der terrestrischen Planeten. Die Unterschiede in den Inflexionskratergrößen und in den Produktionsverteilungen der terrestrischen Planeten können durch Unterschiede in den Aufschlagsgeschwindigkeiten und in den Eigenschaften des Targetmaterials

Tabelle 6: Beobachtete Kraterhäufigkeiten der ältesten Gebiete und der jüngsten Becken und das Verhältnis dieser Häufigkeiten.

| Planet | Inflexions- durchmesser D_{inf} (km) | Relative Kraterhäufigkeit am Inflexionsdurchmesser (Mond = 1) für | |
|----------|--|--|-------------------|
| | | Älteste Krater- populationen (Hochland) | Jüngste Becken |
| Merkur | 100 | 0.9 | 0.5 |
| Mond | 60 | 1.0 | 1.0 |
| Mars | 50 | 0.6 | 1.3 |
| Ganymed | 40 | 0.3 | 0.8 |
| Callisto | ~30 | 0.6 | |
| Rhea | ~15 | 0.6 | |

| | Kumulative Kraterhäufigkeit der jüngsten Becken relativ zum Erdmond | | Verhältnis der Kraterhäufigkeiten zwischen ältestem Hochland und jüngstem Becken für jeden einzelnen Planeten |
|---------|---|--------|---|
| | bei | | |
| | D=1km | D=10km | |
| Merkur | 3.1 | 1.2 | 7 |
| Mond | 1.0 | 1.0 | 14 |
| Mars | 0.3 | 1.5 | 10 |
| Ganymed | 0.2 | 0.5 | 8 |

erklärt werden. Es ist jedoch nicht klar, ob die Einschlagsbedingungen eine Verschiebung des Inflexionsdurchmessers zu kleineren Werten hin erlauben. Dies erscheint möglicherweise nur für kratererzeugende Körper in planetozentrischen Umlaufbahnen gegeben (Neukum, 1982). Diese Zusammenhänge sollen im folgenden beleuchtet werden.

IX.2. Zusammenhang zwischen Kratergröße und Projektilenergie (Skalierungsgesetze)

Zwischen Kraterdurchmesser D und Aufschlagsenergie E bestehen komplizierte Zusammenhänge, die bis heute sowohl experimentell als auch theoretisch nicht voll erfaßt werden können. Die Unsicherheiten der Resultate übersteigen oftmals eine Größenordnung (vgl. Abb. 63). Die wichtigsten konkreten Beziehungen (Skalierungsgesetze) zwischen E und D (wobei D sich etwa zwischen 1 und 10^8 cm ändert) werden im folgenden kurz angeführt.

Bei einem vollkommen unelastischen Stoß zwischen zwei Körpern der Masse m (Projektil) und M (Target) mit der Impaktgeschwindigkeit V_i wird die kinetische Energie

$$E = m \cdot M \cdot V_i^2 / 2(m+M) \quad (1)$$

in andere Energieformen umgewandelt (Kittel et al., 1973).

Ist $m \ll M$, wie das bei Zusammenstößen im Sonnensystem grundsätzlich der Fall ist (z. B. Meteorit-Erde), so kann Gl. (1) als

$$E \simeq m \cdot V_i^2 / 2 \quad (2)$$

geschrieben werden, d.h. es wird praktisch die gesamte kinetische Energie des Aufpralls umgesetzt.

Für Krater in silikatischem Targetmaterial (Gestein) kann man nach Gault et al. (1975) und Croft (1977) die kinetische Energie des Zusammenstoßes in fünf Teile aufspalten (CGS-Einheiten):

1) Der Teil E_h wird direkt in Wärme umgewandelt, wobei

$$E_h = k_1 f(V_i) \quad (3);$$

$k_1 = \text{const}$ und $f(V_i)$ ist eine Funktion der Einschlagsgeschwindigkeit V_i . Für $V_i \gtrsim 15$ km/s in Gestein ist $E_h \approx E/3$.

2) Die Zerkleinerungsenergie ist

$$E_c = k_2 D^{3-\alpha} \quad (4);$$

D bezeichnet den Kraterdurchmesser, $k_2 \approx 10^9$ und $3-\alpha \approx 2.7$.

3) Deformationsenergie

$$E_d = k_3 \cdot D^3, \quad (k_3 \approx 10^7), \quad (5);$$

4) Ejektionsenergie

$$E_e = g \cdot k_4 \cdot D^4 \quad (6),$$

wobei $10^{-1} \lesssim k_4 \lesssim 10^4$ und $g = GM/R^2$ die Oberflächengravitation ist (G - Gravitationskonstante, M - Masse des Targets, R - Targetradius).

5) Seismische Energie

$$E_s = k_5 \cdot E, \quad (k_5 \approx 10^{-4} - 10^{-5}) \quad (7).$$

Im allgemeinen ist E_s vernachlässigbar im Vergleich zu anderen Energieformen.

Der Energieerhaltungssatz für den Zusammenstoß liefert nun

$$E = k_1 \cdot f \cdot (V_i) + k_2 \cdot D^{3-\alpha\delta} + k_3 \cdot D^3 + k_4 \cdot g \cdot D^4 + k_5 \cdot E \quad (8).$$

Die Glieder, welche die kinetische Energie $E = m \cdot V_i^2 / 2$ des Projektils enthalten, werden auf der linken Seite gruppiert, so daß

$$F(E) = k_2 \cdot D^{3-\alpha\delta} + k_3 \cdot D^3 + k_4 \cdot g \cdot D^4 \quad (9),$$

wobei

$$F(E) = E - k_1 \cdot f \cdot (V_i) - k_5 \cdot E \quad (10).$$

Es ist $k_2 \gg k_3 \gg k_4$, so daß für Krater kleiner als 10 m Gleichung (9) genähert gleich

$$D \sim (F(E))^{1/(3-\alpha\delta)}, \quad (D \lesssim 10 \text{ m}) \quad (11)$$

wird.

Für große Krater ($\gtrsim 1 \text{ km}$) überwiegt der D^4 -Term, so daß

$$D \sim g^{-1/4} (F(E))^{1/4}, \quad (D \gtrsim 1 \text{ km}) \quad (12).$$

Das mittlere Glied in Gleichung (9) dürfte überwiegen für Durchmesser zwischen 10 m und 1 km. In diesem Fall gilt

$$D \sim (F(E))^{1/3}, \quad (10 \text{ m} \lesssim D \lesssim 1 \text{ km}) \quad (13).$$

Die Gleichungen (11) bis (13) deuten verschiedene Skalierungsmöglichkeiten von D in Funktion der kinetischen Impaktenergie an, mit Exponenten zwischen $1/3$ und $1/4$.

Nach Melosh (1980) ist eines der realistischeren Kraterskalierungsgesetze das von Gault (1974). Es beruht auf Impaktexperimenten und Kratern von Atombombenexplosionen. Es lautet in CGS-Einheiten:

$$D = 2.96 \cdot 10^{-2} \rho_p^{1/6} \rho_t^{-1/2} (\sin\theta)^{1/3} (g_M/g)^{3/16} \quad ; \quad (14)$$

ρ_p und ρ_t bedeutet die Dichte des Projektils und des Targets und θ den Winkel zwischen Aufprallgeschwindigkeit und der Targetoberfläche ($\theta = 45^\circ$); g_M/g ist das Verhältnis zwischen der Oberflächengravitation des Mondes und des jeweiligen Targetplaneten.

Der Faktor (g_M/g) ist ursprünglich nicht in der Gaultschen Formel enthalten. Der Exponent $3/16$ wurde als Mittelwert zwischen $1/4$ und $1/8$ gebildet, weil es nach Chabai (1977) beim gegenwärtigen Stand der Forschung nicht möglich ist, zwischen den beiden Exponenten zu unterscheiden; diese Exponenten können aus Dimensionsbetrachtungen hergeleitet werden (vgl. Holsapple und Schmidt, 1982). Der von Gault und Wedekind (1977) gefundene experimentelle Wert $1/6$ liegt nahe bei $3/16$. Auch der Krater, der von der Mondsonde Ranger VIII auf dem Mond hinterlassen wurde, deutet auf einen Skalierungsexponenten der Gravitation zwischen $1/4$ und $3/16$ hin (Baldwin, 1968).

Andere Skalierungsgesetze, die Kraterdurchmesser D in Funktion der Aufschlagsenergie E angeben, sind die von Dence et al. (1977)

$$\begin{aligned} D &= 1.90 \cdot 10^{-3} E^{0.333} \cdot (g_E/g)^{3/16} \text{ für } D < 2.4 \cdot 10^5 \text{ cm und} \\ D &= 1.71 \cdot 10^{-2} E^{0.294} \cdot (g_E/g)^{3/16} \text{ für } D > 2.4 \cdot 10^5 \text{ cm} \end{aligned} \quad (15).$$

(g_E/g) ist hier das Verhältnis zwischen der Oberflächengravitation der Erde zu der des Targets. Leider geben Dence et al. (1977) keine Dichteabhängigkeit an, so daß Gleichung (15) im wesentlichen für die Oberflächengesteine erdähnlicher Körper gültig ist.

Die Formel von Shoemaker (1979) ist bis auf eine Abweichung von 5 % gleich jener von Dence et al. (1977):

$$D = 1.63 \cdot 10^{-2} E^{0.294} (g_E / g)^{3/4} \quad \text{für } D \geq 3 \cdot 10^5 \text{ cm} \quad (16).$$

Croft (1977) wählt die logarithmische Form zur Darstellung der (E,D)-Abhängigkeit.

$$D = 2.53 (E/\rho_t \cdot g)^{0.25}, \quad (D < 10 \text{ km für den Mond}) \quad (17)$$

$$\log D = (\log(2E/3\rho_t \cdot g) - 19.08 + 21.47 R^{-0.58} - 1.88 R^{-0.62}) / \\ / (3.51 - 21.80 R^{-0.62}) + 5, \quad (D > 10 \text{ km für den Mond}), \quad (18)$$

Alle Werte sind in CGS-Einheiten gegeben, außer dem Target-Planetenradius R, der in km gegeben sein muß. Der Krümmungseffekt der Planetenoberfläche, der durch die R-Terme dargestellt wird, ist meistens vernachlässigbar, so daß Gleichung (18) übergeht in

$$D \approx 0.327 (E/\rho_t \cdot g)^{0.285} \quad (19).$$

Die drei Kraterskalierungsgesetze (Gleichung (14), (15), (17), (18)) sind in Abb. 63 graphisch dargestellt für den Mond mit einer Impaktgeschwindigkeit $V_i = 10 \text{ km/s}$ und $\rho_p = \rho_t = 3 \text{ gcm}^{-3}$ für die terrestrischen Planeten (durchgezogene Linien), sowie $\rho_p = \rho_t = 1 \text{ gcm}^{-3}$ für die eisbedeckten Satelliten der großen Planeten (unterbrochene Linien).

Numerische Rechnungen von O'Keefe und Ahrens (1982) legen nahe, daß der Zusammenstoß einer Eiskugel der Dichte 1 gcm^{-3} mit anorthositischem Target ($\rho_t = 2.94 \text{ gcm}^{-3}$) ähnlich verläuft wie der Zusammenstoß zwischen Gesteinen. Leider gibt es bisher nur wenige Experimente zur Bildung von Kratern in Eis, meist bei kleinen Energien ($< 10^{12} \text{ erg}$) und kleinen Geschwindigkeiten ($< 6 \text{ km/s}$). Zum Teil wurden die Targetkörper auf Temperaturen bis 80 K abgekühlt, um die Umgebungsbedingungen auf den Eissatelliten von Jupiter und Saturn zu simulieren. Eine Analyse dieser Experimente durch Pohl (1982) ergibt als wichtigste Ergebnisse: 1) Die Krater in Eis sind ähnlich den Kratern in Sand und festem Gestein. 2) Die Abhängigkeit der Dimensionen (z. B. Durchmesser D) von der Energie des

Projektils ist ebenfalls ähnlich ($D \sim E^{1/3.4}$). 3) Der Durchmesser in Eis ist bei gleicher Energie (< 10 erg) des Projektils 3 bis 4 mal größer als in festem Silikatgestein.

Die unterbrochenen Linien in Abb. 63 für $\rho_p = \rho_t = 1 \text{ g cm}^{-3}$ dürften deshalb zumindest qualitativ richtig sein. Leider sind die Unsicherheiten sehr groß; der Unterschied zwischen den verschiedenen (E,D)-Skalierungsgesetzen beträgt fast eine Größenordnung.

Es scheint, daß die Beziehung von Croft (1977) den Kraterdurchmesser eher überschätzt. Gemäß dem Croftschen Abhängigkeitsgesetz müßten schon Körper von 10^{20} g oder ca. 10^{-6} Mondmassen ausreichen, um die größten beobachteten Mondbecken (z. B. Mare Imbrium) zu bilden; es scheint unwahrscheinlich, daß der Größenunterschied zwischen Mondmasse und dem größten beobachteten Mondmeteoriten so groß gewesen ist. Wetherill (1981) gibt $10^{21} - 10^{22}$ g für den Imbriummeteoriten an, während Safronov (1969) aus den Neigungen der planetaren Rotationsachsen Massenwerte für die größten auftreffenden Meteorite von $10^{-2} - 10^{-4}$ der Masse des Targetplaneten ableitet.

Die Abhängigkeit von (D/d) als Funktion des Projektildurchmessers d ($m = \pi \cdot \rho_p \cdot d^3 / 6$) nach Gleichung (16) ist in Abbildung 64 dargestellt. Die bei der Berechnung verwendeten Impaktgeschwindigkeiten $V_i = 14.1$ km/s für den Mond und $V_i = 17.8$ km/s für die Erde entsprechen den mittleren Einschlagsgeschwindigkeiten von Körpern, die sich in Bahnen ähnlich denen der Apollo- und Amor-Asteroiden befinden, mit Exzentrizitäten $e = 0.6$ (siehe Kap. IX.3.). Diese Beziehung zwischen Kraterdurchmesser D und Projektildurchmesser d liegt den Umrechnungen von teleskopisch beobachteten Asteroidendurchmesser in Kraterdurchmesser zugrunde (vgl. Kap. IV und V).

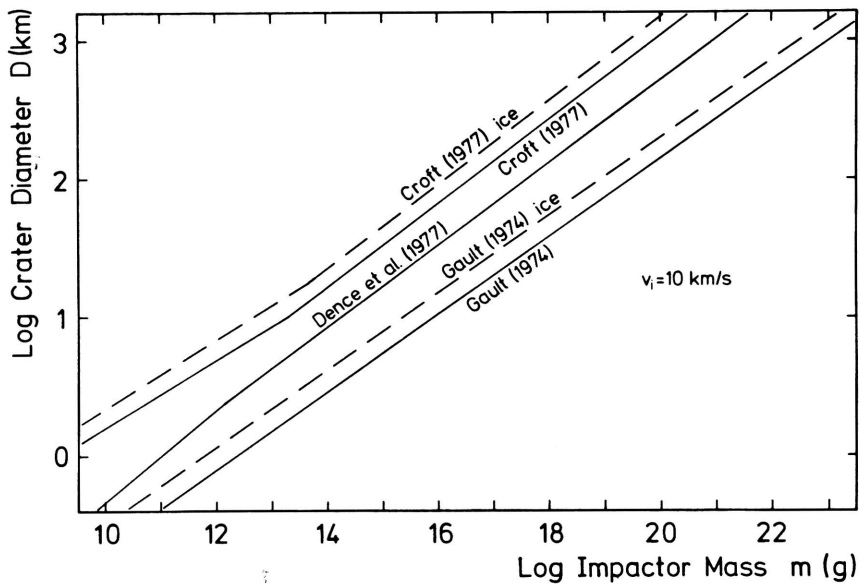


Abb. 63: Kraterdurchmesser D als Funktion der Projektilmasse m für die Skalierungsgesetze aus Gl. (14), (15), (17), (18) für die Dichte 3 g/cm^3 (durchgezogene Kurven) und Dichte 1 g/cm^3 (unterbrochene Kurven).

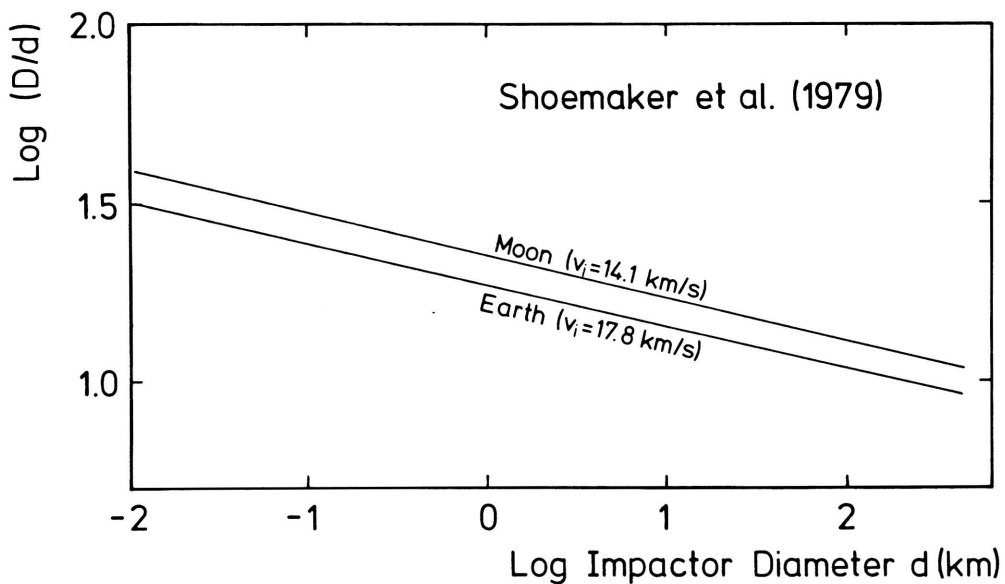


Abb. 64: Verhältnis (D/d) von Kraterdurchmesser zu Projektil durchmesser als Funktion des Projektildurchmessers d für heliozentrische Projektilbahnen der Exzentrizität $e=0.6$ (V_i = Einschlagsgeschwindigkeit).

IX.3. Charakteristische Geschwindigkeiten der kratererzeugenden Meteoritenpopulationen und ihre mittlere Lebensdauer

Im folgenden sollen die an den Kraterpopulationen gemachten Beobachtungen im allgemeinen Zusammenhang der theoretisch möglichen Massen- und Geschwindigkeitsverteilungen und Überlebensdauern von Meteoritenpopulationen mit bestimmten plausiblen Bahncharakteristiken diskutiert werden. Dabei soll im einzelnen die Frage beleuchtet werden, ob die ältesten Kraterpopulationen der terrestrischen Planeten und der Satelliten von Jupiter und Saturn durch Meteorite in heliozentrischen oder planetozentrischen Bahnen erzeugt wurden.

Mit Hilfe der Skalierungsgesetze (Gleichung (14), (15), (17), (18)) können Rückschlüsse gezogen werden über die Massen- und Geschwindigkeitsverteilung der Meteoritenpopulationen, die die beobachteten Krater verursacht haben. Weil das Croftsche Gesetz (Gleichung (17), (18)) höchstwahrscheinlich viel zu große Kraterdurchmesser D liefert und die Formel von Dence et al. (1977) die Dichte von Target und Projektil nicht explizit enthält (Gleichung (15)), verbleibt für die Anwendung auf die terrestrischen Planeten (Dichte der Oberflächengesteine 3 gcm^{-3}) und auf die Jupiter- und Saturnsatelliten (Dichte der Oberflächenmaterialien $1 - 2 \text{ gcm}^{-3}$) nur das Gaultsche Gesetz (Gleichung (14)). Die Ergebnisse würden allerdings auch bei Anwendung der anderen Skalierungsgesetze nicht wesentlich voneinander abweichen, weil die Exponenten der Energie E ähnlich sind (0.28 bis 0.294) und relative Kraterhäufigkeiten und Kraterdurchmesser berechnet werden.

Außerhalb der Gravitationssphäre (siehe weiter unten, Gl. (22)) der Planeten und Satelliten werden die größeren Meteoriten Keplersche Ellipsen beschreiben. Die Exzentrizitäten sind im allgemeinen gleich 0.6 angenommen worden. Dieser Wert entspricht etwa dem der Apollo-asteroiden-ähnlichen Objekte und den beobachteten Meteor- und Meteoritenbahnen (vgl. Öpik, 1966). Er liegt zwischen dem

Exzentrizitätswert der Mars-Asteroiden ($e \approx 0.38$) und dem der langperiodischen Kometen ($e \approx 1$) und sollte auch für die letzten Stadien der Akkretion der Planeten relevant sein.

Die Relativgeschwindigkeit U zwischen einem Meteoriten und einem fiktiven Teilchen in einer Kreisbahn um den Mutterkörper wird im folgenden von großer Bedeutung sein, weil sie für den einfachsten Fall einer kugelsymmetrischen Verteilung von U mit Hilfe der Exzentrizität e ausgedrückt werden kann (Öpik, 1966):

$$e^2 = 5U^2/3V_c^2 + 2U^4/3V_c^4 \quad (20).$$

Für $e \lesssim 0.6$ liegt der Einfluß des Gliedes $2U^4/3V_c^4$ unter 10 %, so daß im folgenden die einfache Beziehung

$$e = (5/3)^{1/2} U/V_c \quad (21)$$

verwendet werden wird. $V_c = (G M_{\odot, P} / \ell_{P, S})^{1/2}$ bedeutet die Keplersche Kreisbahngeschwindigkeit um den Mutterkörper. Der Radius der Gravitationssphäre $s_{P, S}$ eines Planeten oder Satelliten der Masse M_P bzw. M_S ist gleich

$$s_{P, S} = \ell_{P, S} (M_{P, S} / 2M_{\odot, P})^{1/3} \quad (22)$$

ℓ_P bzw. ℓ_S ist der Abstand Sonne-Planet bzw. Planet-Satellit und M_{\odot} bzw. M_P die Masse des Mutterkörpers, d.h. Sonnenmasse bzw. Planetenmasse.

Einfache Beziehungen für die mittlere Einschlagsgeschwindigkeit können aufgrund der Laplaceschen Zweikörperapproximation für die folgenden drei Fälle gegeben werden (vgl. Shoemaker und Wolfe, 1982).

1. Zusammenstoß zwischen heliozentrischem Meteoriten und Planeten.

Es sei U_{∞} die Relativgeschwindigkeit zwischen dem Meteoriten am Rande der Gravitationssphäre des Planeten und dem fiktiven Teilchen in Keplerscher Kreisbahnbewegung. U_p sei die Relativgeschwindigkeit des Planeten mit der Exzentrizität e_p bezüglich desselben Teilchens. Die Relativgeschwindigkeit Planet-Meteorit am Rande der Gravitationssphäre ist dann

$$U_h = (U_{\infty}^2 + U_p^2 - 2U_{\infty}U_p \cos\theta)^{1/2} \quad (23)$$

wobei θ der Winkel zwischen den Vektoren \vec{U}_{∞} und \vec{U}_p ist. Bei einer Mittelung entfällt wegen der sphärischen Symmetrie das $\cos\theta$ -Glied und Gleichung (23) geht über in

$$U_h^2 = U_{\infty}^2 + U_p^2 \quad (24)$$

wo $U_{\infty} = (3/5)^{1/2} e V_c$ und $U_p = (3/5)^{1/2} e_p V_c$.

e und e_p ist die Exzentrizität der heliozentrischen Bahn des Meteoriten und Planeten. Mit der Zweikörperapproximation folgt dann für die Impaktgeschwindigkeit

$$V_i = (2GM_p/R_p + U_{\infty}^2 + U_p^2)^{1/2} \quad (25)$$

wobei R_p der Planetenradius ist.

2. Zusammenstoß zwischen heliozentrischem Meteoriten und Satelliten eines Planeten.

Die Geschwindigkeit des Meteoriten im mittleren Abstand ℓ_s der Satellitenbahn ist nach Gleichung (25)

$$V_s = (2GM_p/\ell_s + U_{\infty}^2 + U_p^2)^{1/2} \quad (26)$$

Die Relativgeschwindigkeit bezüglich des fiktiven Kreisbahnteilchens ist dann analog Gleichung (23), (24)

$$U_c = (GM_p/\ell_s + V_s^2)^{1/2} \quad (27)$$

und die mittlere Relativgeschwindigkeit bezüglich der Satellitenbahn mit der Exzentrizität e_s ist

$$U_h = (U_s^2 + U_c^2)^{1/2} \quad (28),$$

wobei $U_s = (3/5)^{1/2} e_s V_c$. Schließlich ergibt sich die mittlere Impaktgeschwindigkeit analog zu Gleichung (25):

$$V_i = (2GM_s/R_s + U_h^2)^{1/2} = (2GM_s/R_s + 3GM_p/\ell_s + U_{\infty}^2 + U_p^2 + U_s^2)^{1/2} \quad (29)$$

3. Zusammenstoß zwischen planetozentrischem Meteoriten und Satelliten eines Planeten.

Die Relativgeschwindigkeit zwischen Meteorit und Satellit am Rande der Gravitationssphäre des Satelliten ist analog zu Gleichung (23):

$$U_h = (U_\infty^2 + U_S^2)^{1/2} \quad (30),$$

wobei $U_\infty = (5/3)^{1/2} e V_C$ und e jetzt die Exzentrizität der Meteoritenbahn bezüglich des Satelliten darstellt. Die gesuchte Impaktgeschwindigkeit ist dann analog zu Gleichung (25), (29)

$$V_i = (2 G M_S / R_S + U_\infty^2 + U_S^2)^{1/2} \quad (31)$$

Tabelle 7 zeigt die für $e = 0.6$ erhaltenen Impaktgeschwindigkeiten, wobei der Abstand Mond-Erde gleich den beiden Extremwerten (Roche Grenze bei 2.88 Erdradien und heutiger Abstand) angenommen wurde. Es zeigt sich, daß die (heliozentrischen) Einschlagsgeschwindigkeiten auf Merkur größer und auf Mars kleiner als auf dem Erdmond sind. Dies würde (nach Gl. (14)) für die gleiche Meteoritenmasse und angenommene identische Targetdichten entsprechend größere bzw. kleinere Kraterdurchmesser bedeuten, in qualitativer Übereinstimmung mit dem empirischen Befund für die Inflexionsdurchmesserunterschiede der Verteilungen (Tabelle 6). Für die Jupiter- und Saturnsatelliten jedoch würden die ermittelten heliozentrischen Einschlagsgeschwindigkeiten zu Verschiebungen zu wesentlich größeren Durchmessern führen, insbesondere für die eisbedeckten Oberflächen der Satelliten (vgl. Abb. 63 und Gl. ((14)). Die planetozentrischen Geschwindigkeiten liegen im allgemeinen einen Faktor 3 - 5 niedriger als die jeweiligen entsprechenden heliozentrischen. Im Falle der Jupiter- und Saturn-Satelliten würden sie ohne Berücksichtigung der Targetdichteabhängigkeiten zu einer Verschiebung des Inflexionsdurchmessers zu kleineren Durchmessern für die gleiche Massenverteilung der Meteoritenpopulation führen. Die Targetdichteabhängigkeit jedoch mag diesen Effekt zum Teil kompensieren.

Tabelle 7 : Mittlere Impaktgeschwindigkeiten für heliozentrische und
 planetozentrische Meteoritenbahnen der Exzentrizität $e = 0.6$.

| Objekt | V_i (km/s) | |
|-------------------------------|----------------|------------------|
| | Heliozentrisch | Planetozentrisch |
| <u>Terrestrische Planeten</u> | | |
| Merkur | 23.6 | - |
| Erde | 17.8 | - |
| Mond Rochegrenze | 16.2 | 2.37 |
| Mond Gegenwart | 14.1 | 2.37 |
| Mars | 12.4 | - |
| <u>Jupitermonde</u> | | |
| Amalthea | 46.3 | 12.3 |
| Io | 30.8 | 8.43 |
| Europa | 24.7 | 6.73 |
| Ganymed | 20.0 | 5.76 |
| Callisto | 15.7 | 4.52 |
| <u>Saturnmonde</u> | | |
| 1980 S3 | 27.8 | 7.34 |
| Mimas | 25.2 | 6.65 |
| Enceladus | 22.3 | 5.86 |
| Tethys | 20.1 | 5.32 |
| Dione | 17.9 | 4.67 |
| Rhea | 15.4 | 3.99 |
| Hyperion | 9.86 | 2.35 |
| Japetus | 7.25 | 1.63 |

Mittlerer Radius für Amalthea 83 km, für 1980 S3 60 km und für Hyperion 148 km, nach Thomas und Veverka (1982), Smith et al. (1982).

Mit Hilfe der Gaultschen Beziehung (Gleichung (14)) und den in Tabelle 7 gegebenen Geschwindigkeiten kann das Durchmesser Verhältnis zwischen Kratern auf den verschiedenen Himmelskörpern einerseits und Mondkratern andererseits gebildet werden (Tabelle 8): Für die gleiche Meteoritenmasse ergeben sich Kraterdurchmesser, die im allgemeinen höchstens zweimal größer als die von Kratern auf dem Mond sind, außer für die inneren Monde von Jupiter und Saturn, wo die Krater für heliozentrische Meteoritenbahnen für die gleiche Meteoritenmasse drei- bis viermal größer sein sollten.

Ein Vergleich der theoretischen Daten mit den empirischen Daten ist in Tabelle 9 gegeben. Die empirisch ermittelten Inflexionsdurchmesser (Annahme gleicher Masse) würden für $e = 0.6$ Geschwindigkeiten verlangen, die nicht ganz in Einklang mit den theoretischen Werten wären. Insbesondere ergeben sich für den Merkur (heliozentrische) Einschlagsgeschwindigkeiten, die einen Faktor 2 über den theoretischen Werten liegen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß der empirisch ermittelte Wert des Inflexionsdurchmessers von $D = 100$ km für Merkur zu hoch liegt, da die Verteilung nicht auf Erosionseffekte der Zerstörung kleiner Krater durch Impaktsuperposition korrigiert worden ist. Im Falle des Erdmondes hat diese Korrektur in einer entsprechenden Änderung des Inflexionsdurchmessers von 80 km auf 60 km resultiert. Eine ähnliche Korrektur für den Merkur würde befriedigende Übereinstimmung mit den theoretischen Werten ergeben.

Im Falle der Jupiter- und Saturnsatelliten fordern die empirisch ermittelten Inflexionsdurchmesser für die gleiche Masse (relativ zum Inflexionsdurchmesser des Erdmondes) über die Skalierungsbeziehungen Geschwindigkeiten, die unter den theoretischen planetozentrischen Werten liegen und die zum Teil unter den erforderlichen durch die Eigengravitation der Satelliten bestimmen minimalen Einschlagsgeschwindigkeiten liegen. Dies würde bedeuten, daß die für die Satelliten der großen Planeten ermittelten Inflexionsdurchmesser nicht auf die gleichen Massen wie die der terrestrischen Planeten be-

Tabelle 8: Durchmesser Verhältnis relativ zum Mond D/D_{Mond} für die Impaktgeschwindigkeiten aus Tabelle 7.

| Objekt | Mond an Rohegrenze | | Mond/ Gegenwart | |
|-----------|-----------------------|-----------|--------------------|-----------|
| | Helioz. | Planetoz. | Helioz. | Planetoz. |
| Merkur | 1.05 | - | 1.14 | - |
| Erde | 0.75 | - | 0.81 | - |
| Mars | 0.74 | - | 0.80 | - |
| Amalthea | 4.86 | 2.30 | 5.23 | 2.49 |
| Io | 2.02 | 0.98 | 2.19 | 1.06 |
| Europa | 1.90 | 0.92 | 2.05 | 0.99 |
| Ganymed | 1.65 | 0.83 | 1.79 | 0.89 |
| Callisto | 1.51 | 0.74 | 1.62 | 0.81 |
| 1980 S3 | 4.45 | 2.10 | 4.79 | 2.28 |
| Mimas | 3.39 | 1.59 | 3.68 | 1.74 |
| Enceladus | 2.96 | 1.39 | 3.20 | 1.51 |
| Tethys | 2.46 | 1.16 | 2.66 | 1.25 |
| Dione | 2.22 | 1.04 | 2.39 | 1.13 |
| Rhea | 1.95 | 0.92 | 2.10 | 0.99 |
| Hyperion | 2.09 | 0.94 | 2.27 | 1.00 |
| Japetus | 1.32 | 0.58 | 1.43 | 0.62 |

Tabelle 9: Beobachtete und theoretische Inflexionsdurchmesser im Vergleich zum Mond unter der Annahme, daß die Unterschiede in den Inflexionsdurchmessern Geschwindigkeitsunterschieden entsprechen (gleiche Meteoritenmasse). Für die beobachteten Inflexionsdurchmesser D_{inf} (beob) sind aus der Verschiebung relativ zum Mond abgeleitete Einschlagsgeschwindigkeiten $V_{i, \text{inf}}$ für Körper mit Exzentrizitäten $e=0.6$ und $e=0.1$ angegeben. $V_{i, \text{min}}$ entspricht der durch die Eigengravitation der planetaren Körper bedingten Mindesteinschlagsgeschwindigkeit.

| Objekt | D_{inf} (beob) (km) | $V_{i, \text{inf}}$ (km/s) | | D_{inf} (theor) (km) |
|----------|---------------------------------|-------------------------------|------------------|----------------------------------|
| | | Helioz., $e=0.6$ | Helioz., $e=0.6$ | |
| Merkur | 100 | 46.3 | 4.27 | 68 |
| Mond | 60 | 14.1 | 2.37 | 60 |
| Mars | 50 | 13.4 | 5.03 | 48 |
| | | Planetoz., $e=0.6$ | | Planetoz., $e=0.1$ |
| Ganymed | 40 | 3.44 | 2.74 | 36 |
| Callisto | 30 | 1.97 | 2.42 | 35 |
| Rhea | 15 | 0.35 | 0.66 | 26 |

zogen werden können, d.h. die Massenverteilungsgesetze der Populationen des Jupiter- und Saturnsystems wären verschieden von dem der inneren Planeten. Allerdings ist die Unsicherheit in der Dichteabhängigkeit der Skalierung (Gl. 14) - insbesondere für die vorliegenden Eistargets - derart groß, daß durchaus innerhalb dieser Unsicherheiten die ermittelten Werte mit der Annahme identischer Massen für die Inflexionsdurchmesser sowohl der inneren Planeten als auch für die Werte der Jupiter- und Saturn-Satelliten verträglich wären; d. h. innerhalb der Unsicherheiten der Skalierung wären die charakteristischen Verschiebungen der Inflexionsdurchmesser sowohl im inneren als auch im äußeren Sonnensystem verträglich mit der Annahme einer und derselben Massenverteilung der kratererzeugenden Meteorite. Dies gilt für das Jupiter- und Saturnsystem allerdings nur für den Fall, daß die Meteorite in planetozentrischen Bahnen waren. Für Meteorite in heliozentrischen Bahnen ergeben sich sehr hohe Einschlagsgeschwindigkeiten, die in Verschiebungen der Inflexionsdurchmesser (auf den Mond bezogen) zu höheren Werten führen würden.

Smith et al. (1979, 1981, 1982) und Shoemaker und Wolfe (1982) haben versucht, das Bombardement der Jupiter- und Saturn-Satelliten durch Meteorite in heliozentrischen Bahnen zu erklären. Durch die hohen Geschwindigkeiten und hohen Einfangsquerschnitte würden jedoch zumindest die inneren Satelliten des Saturn durch ein solches Bombardement mehrfach zerstört werden und wieder akkretieren, wie Smith et al. (1982) ausführen. Ein Argument gegen Körper in heliozentrischen Bahnen jedoch ist, daß unterschiedlich hohe Kraterdichten der Monde an verschiedenen Stellen ihrer Oberflächen zu sehen sein müßten entgegen der Beobachtung. Dies wird im folgenden ausgeführt.

Die inneren Satelliten des Saturn und Jupiter befinden sich in synchroner Rotation bezüglich des Mutterkörpers (Smith et al., 1979; 1981; 1982). Die Dissipationsfunktion der Gezeitenreibung für Saturn ist $Q \approx 7 \cdot 10^4$ (Goldreich und Soter, 1966) und die maximale Zeitdauer um Synchronismus herzustellen, ist dann

(Peale, 1977) 10^7 Jahre für Mimas, $6 \cdot 10^7$ Jahre für Tethys $2.7 \cdot 10^8$ für Dione und 10^9 Jahre für Rhea, d. h. während des gesamten Bombardements, dessen Spuren wir heute sehen, müßten sich die Satelliten im wesentlichen in synchroner Rotation befunden haben.

Im Falle synchroner Rotation muß der Apexpunkt der Bewegung des Satelliten um den Planeten ungefähr konstant bezüglich der Satellitenoberfläche sein. Wegen der Eigenbewegung des Satelliten um den Planeten müssen große Unterschiede in den Einschlagsraten durch heliozentrische Meteorite am Apex- und Antiapexpunkt auftreten. So sollte für langperiodische Kometen der Exzentrizität $e \approx 1$ das Verhältnis zwischen den Kraterhäufigkeiten im Apex- und Antiapexpunkt auf Mimas 18.3, auf Tethys 10.5, auf Dione 8.2 und auf Rhea 6.1 sein (Smith et al., 1981; Shoemaker und Wolfe, 1981). Diese großen Unterschiede in den Kraterdichten sind nicht zu beachten, sondern vergleichbare Kraterdichten (Strom und Woronow, 1982). Dies stellt ein zusätzliches Argument dar zugunsten des Bombardements dieser Satelliten durch planetozentrische Körper; diese besitzen weit geringere Relativgeschwindigkeiten bezüglich des Satelliten als die heliozentrischen Projektile (siehe Tabelle 7) und deshalb ist der Unterschied in der Apex-Antiapexbekraterung auch nicht so ausgeprägt wie für heliozentrische Projektile.

Ein Problem der Interpretation der kratererzeugenden Meteorite als solche in planetozentrischen Bahnen im Jupiter- und Saturnsystem ist das der Lebensdauer dieser Körper, d. h. die Frage, ob die beobachtete Bekraterung der Monde im Einklang mit einer plausiblen Zeitabhängigkeit der Einschlagsraten ist. Dieser Zusammenhang wird im folgenden untersucht. Es bietet sich als Modellfall für die Untersuchungen vor allem das Saturnsystem an, da hier eine genügend große Variation in den Abständen vom Zentralplaneten und gleichzeitig Kraterhäufigkeitsdaten vorliegen.

Zur Ermittlung der Zeitabhängigkeit des Bombardements muß zunächst die Kollisionswahrscheinlichkeit, d.h. die mittlere Lebensdauer der Meteorite bis zu einem Zusammenstoß mit dem jeweiligen Planeten oder Satelliten abgeleitet werden.

Nach Wetherill (1967) ist die mittlere Kollisionswahrscheinlichkeit zwischen zwei Himmelskörpern mit ungefähr gleichen Halbachsen und Exzentrizitäten e_1 bzw. e_2 gleich

$$p_c = 3 s_c^2 U/2 \pi^2 \sin i \cdot a^3 \cdot (1-e^2) (1-e^2) \cot \alpha \quad (33)$$

wobei i die gegenseitige Bahnneigung darstellt ($\sin i \approx i = U/(3^{1/2} V_c)$) und $\cot \alpha = U a^{1/2}/3^{1/2} (GM(1-e^2))^{1/2}$ ist. Wenn wie in unserem Fall die Targetmasse M viel größer als die Projektilmasse ist, kann für den Kollisionsradius die einfache Beziehung

$$s_c = R(1+2GM/RU^2)^{1/2} \quad (34)$$

geschrieben werden, wobei R der Targetradius und U die Relativgeschwindigkeit im Unendlichen ist. Selbst für Exzentrizitäten von 0.6 beträgt der Einfluß von e_1 , e_2 in Gl. (33) nur 20 %.

Werden die Exzentrizitätsglieder vernachlässigt, kann Gl. (33) mit den angegebenen Beziehungen umgeformt werden in

$$p_c = 3 s_c^2 GM/2 \pi^2 a^4 U \quad (35).$$

Die mittlere Lebensdauer eines Meteoriten ist dann

$$T_c = 1/p_c = 2 \pi^2 a^4 U/3 s_c^2 GM \quad (36).$$

Die mittlere Lebensdauer von heliozentrischen Meteoriten bezüglich verschiedener Planeten und von planetozentrischen Meteoriten bezüglich einiger Satelliten ist in Tabelle 10 angegeben. Bemerkenswert sind vor allem die kurzen Lebens-

Tabelle 10 : Mittlere Lebensdauer von heliozentrischen Meteoriten bezüglich der Planeten und von planetozentrischen Meteoriten bezüglich der Satelliten (e=0.6).

| Objekt | Lebensdauer der Meteoriten (Jahre) |
|-------------------|---------------------------------------|
| <u>Planeten</u> | |
| Merkur | $6.3 \cdot 10^7$ |
| Venus | $6.8 \cdot 10^7$ |
| Erde | $1.6 \cdot 10^8$ |
| Mars | $3.4 \cdot 10^9$ |
| Jupiter | $7.1 \cdot 10^6$ |
| Saturn | $1.3 \cdot 10^8$ |
| Uranus | $1.2 \cdot 10^{10}$ |
| <u>Satelliten</u> | |
| Mond Gegenwart | $6.8 \cdot 10^1$ |
| Amalthea | $3.1 \cdot 10^3$ |
| Io | $1.2 \cdot 10^2$ |
| Europa | $7.9 \cdot 10^2$ |
| Ganymed | $1.2 \cdot 10^3$ |
| Callisto | $9.5 \cdot 10^3$ |
| 1980 S3 | $5.8 \cdot 10^3$ |
| Mimas | $1.1 \cdot 10^3$ |
| Enceladus | $1.6 \cdot 10^3$ |
| Tethys | $7.7 \cdot 10^2$ |
| Dione | $1.6 \cdot 10^3$ |
| Rhea | $2.8 \cdot 10^3$ |
| Hyperion | $2.8 \cdot 10^6$ |
| Japetus | $2.2 \cdot 10^6$ |

zeiten der planetozentrischen Meteorite für die Satelliten. Die Möglichkeit der Ejektion durch die großen Planeten wurde vernachlässigt.

Die Oberflächen der Jupiter- und Saturnsatelliten zeigen ähnlich wie Mond, Erde, Merkur und Mars Kraterpopulationen, die sehr verschieden alt erscheinen (Smith et al., 1981), so daß die Akkumulation von Kratern im Laufe von geologisch langen Zeitintervallen (mindestens einige 100 Millionen Jahre) erfolgt sein sollte. Wegen der extrem kurzen Lebensdauer (überwiegend $\lesssim 10^4$ Jahre) von planetozentrischen Teilchen kann die beobachtete Bekraterung nicht ohne weitere Annahmen durch planetozentrische Meteorite in der Entstehungsphase der regulären Satellitensysteme erklärt werden, weil (i) die beobachteten Kraterpopulationen im Laufe von mindestens einigen 100 Millionen Jahren entstanden sein sollten (Smith et al., 1982) und (ii) die regulären Satellitensysteme sich in viel kürzeren Zeitspannen gebildet haben müssen, schon allein wegen der relativ kurzen Lebensdauer von Teilchen im Bereich des Jupiter ($7 \cdot 10^6$ Jahre) und Saturn (10^8 Jahre).

Aufgrund des Arguments der kurzen Lebensdauern sollten also die beobachteten Kraterpopulationen nur durch den Aufprall von Meteoriten (Kometen) in heliozentrischen Bahnen entstanden sein. Dieses könnte für die Galileischen Satelliten des Jupiter und die größeren Saturnsatelliten (Rhea, Japetus) auch der Fall gewesen sein; diese Satelliten sind zu groß, um durch auftreffende Kometenkerne zerstört zu werden, wie Smith et al. (1982) aufgrund der gegenwärtigen Einschlagshäufigkeiten durch kometenähnliche Meteorite abgeschätzt haben.

Die kleineren Satelliten des Jupiter und Saturn können sogar mehrfach durch große Kometenkerne zerstört worden sein (für das Saturnsystem siehe Smith et al., 1982). Es wäre jedoch möglich, daß die beobachteten Kraterpopulationen der kleineren Saturn- und Jupitersatelliten vorwiegend durch planetozentrische Teilchen erzeugt worden sind, die durch Zerstörung des Muttersatelliten durch einen großen heliozentrischen

Kometen entstanden sind. Solch ein Szenarium würde durch die beobachteten Kraterhäufigkeiten auf den Saturnsatelliten unterstützt. Aus Abb. 65, 66 ist ersichtlich, daß die für die Saturnsatelliten theoretisch abgeleiteten Kraterhäufigkeiten (aus Tabelle 7) die beobachteten kumulativen relativen Kraterhäufigkeiten viel besser befriedigen für Zusammenstöße mit planetozentrischen Meteoriten als mit heliozentrischen Meteoriten (Kometen).

In Abb. 67 ist die auf Werte von Callisto normierte theoretische Kraterhäufigkeit für die inneren Satelliten des Jupiter dargestellt. Beobachtungsdaten für Io und Europa stehen wegen der geologischen Aktivität dieser Satelliten nicht zur Verfügung. Die berechnete Änderung der kumulativen Kraterhäufigkeit auf Amalthea beträgt ungefähr 400 (Abb. 67), je nachdem ob die Krater von heliozentrischen Teilchen der Exzentrizität $e = 0.6$ oder von planetozentrischen Teilchen der Exzentrizität 0.01 hervorgerufen worden sind. Zukünftige, genauere Beobachtungen der Kraterhäufigkeit auf Amalthea (Größe $270 \times 165 \times 150$ km, Thomas und Veverka, 1982) könnten Aufschluß darüber geben, ob die beobachteten Einschläge auf den Jupitersatelliten von heliozentrischen oder planetozentrischen Projektilen hervorgerufen worden sind. Wegen ihrer Größe sind die Galileischen Satelliten des Jupiter (Io, Europa, Ganymed, Callisto) vor Zerstörung weitgehend sicher, so daß zumindest die Krater auf den großen Jupitersatelliten durch heliozentrische Teilchen (Kometenkerne) hervorgerufen sein könnten.

Aus dem vorangegangenen ist ersichtlich, daß die ältesten Kraterpopulationen der terrestrischen Planeten durch Körper in heliozentrischen Bahnen mit gleichem oder sehr ähnlichem Massenspektrum erzeugt wurden. Im Falle der Jupitersatelliten deuten einige der Beobachtungen und theoretischen Argumente darauf hin, daß es sich bei den kratererzeugenden Meteoriten um solche mit gleichem oder sehr ähnlichem Massenspektrum in planetozentrischen Bahnen gehandelt hat; wieder andere Argumente, vor allem das der kurzen Lebensdauern planetozentri-

scher Populationen, spricht für ein Bombardement durch Populationen in heliozentrischen Bahnen. Ein Ausweg könnte sein, daß das Bombardement der Jupiter- und Saturn-Monde derart erfolgt ist, daß eine primäre Population, deren eigener Beitrag durch zu kleine Zahlen nicht sichtbar ist, sekundäre Meteorite durch Zerstörung kleinerer Satelliten der großen Planeten erzeugt hat und daß dadurch der Eindruck planetozentrischen Bombardements entstanden ist.

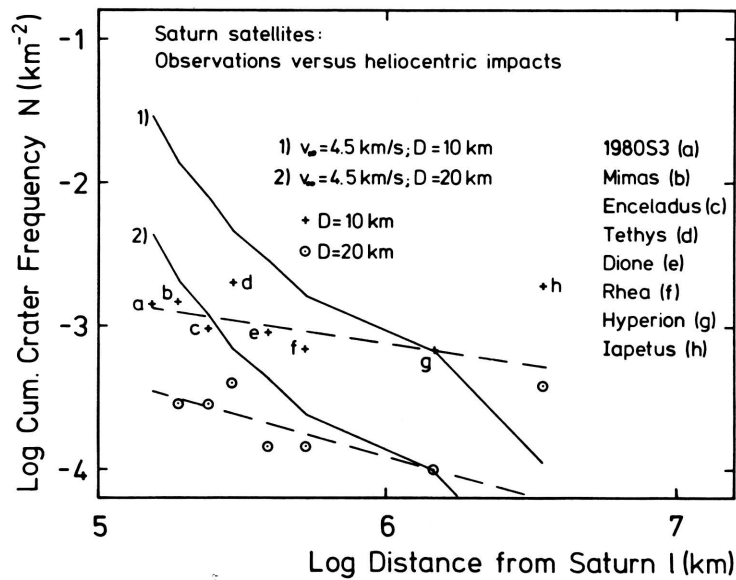


Abb. 65: Theoretische kumulative Kraterhäufigkeit N für die Saturnsatelliten aus Tabelle 7 für heliozentrische Projektile der Exzentrizität $e=0.6$ für Kraterdurchmesser $D = 10 \text{ km}$ (Kurve 1) und $D = 20 \text{ km}$ (Kurve 2). Das Zeichen $+$ entspricht dem beobachteten N für $D = 10 \text{ km}$, \circ entspricht dem beobachteten N für $D = 20 \text{ km}$.

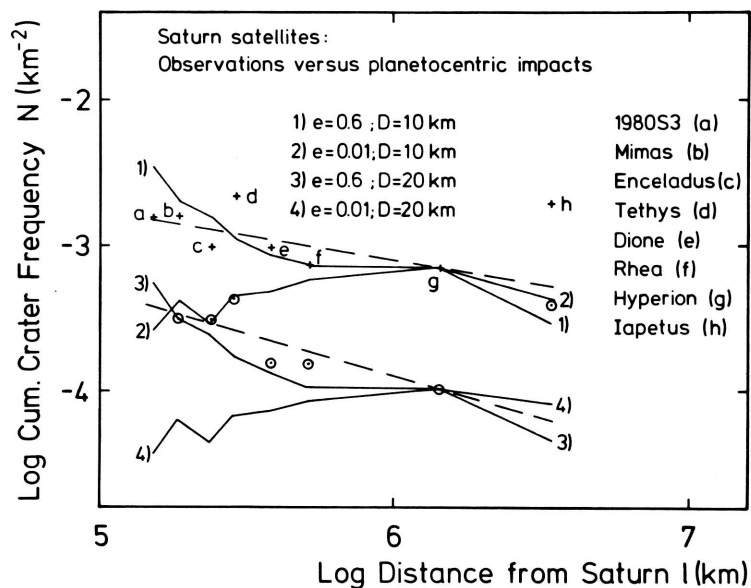


Abb. 66: Theoretische Kraterhäufigkeiten wie in Abb. 65, jedoch für planetozentrische Teilchenbahnen: Kurve 1 für $e=0.6$, $D=10 \text{ km}$, Kurve 2 für $e=0.01$, $D=10 \text{ km}$, Kurve 3 für $e=0.6$, $D=20 \text{ km}$ und Kurve 4 für $e=0.01$, $D=20 \text{ km}$.

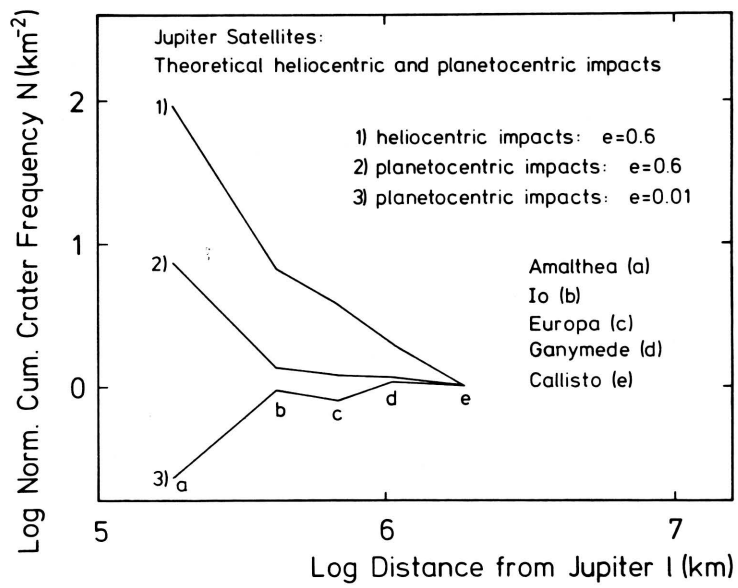


Abb. 67: Theoretische kumulative Kraterhäufigkeit für die Jupitersatelliten (normiert auf die Werte für Callisto).

X. ZUSAMMENFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wird zum ersten Mal eine zusammenfassende Darstellung der Methode der Altersbestimmung durch Messung von Einschlagskraterhäufigkeiten gegeben. Die Methode ist in ihrer modernen Form in den letzten 15 Jahren entwickelt worden, vor allem auf der Basis der Daten von den Apollo-Mondmissionen und den Missionen zum Planeten Mars (Mariner 9 und Viking). Die verbesserte Technik und Methodik der relativen und absoluten Altersbestimmung ist hier im Detail aufgezeigt worden. Die Methode erlaubt es nun, eine gute relative Datierung der Oberflächenstrukturen des Erdmondes, der Planeten Merkur und Mars und der Monde des Jupiter und Saturn auf der Basis von Bildanalysen durchzuführen.. Für den Erdmond ist durch Korrelation der Kraterhäufigkeiten der Apollo-Landestellen mit den radiometrischen Altern der mitgebrachten Gesteinsproben eine Einschlagschronologie (kumulative Kraterhäufigkeit als Funktion des Alters) für den Zeitraum zwischen ältester Mondkruste (4.3 - 4.4 Mrd. Jahre) und der Gegenwart ermittelt worden. Diese empirische Beziehung ermöglicht eine gute absolute Datierung beliebiger Stellen der Mondoberfläche durch Kraterhäufigkeitsanalysen aus Bilddaten mit einer Zeitauflösung von typischerweise 30 Millionen Jahren für Alter >3.5 Milliarden Jahre (wegen der exponentiellen Abhängigkeit der Häufigkeiten vom Alter) und ca. 20 bis 30 % des Alterswertes für Alter <3.5 Milliarden Jahre (wegen der linearen Abhängigkeit der Häufigkeiten vom Alter).

Wesentlich in der Methode der Altersbestimmung durch Kraterhäufigkeiten aus Bilddaten ist die Erfassung der Kratergrößenverteilungen der planetaren Kraterpopulationen, insbesondere der ungestörten Abbilder der Massen- und Geschwindigkeitsverteilungen der Meteorite, der Produktions-Kratergrößenverteilungen. Mit Hilfe dieser Verteilungen können Kraterhäufigkeiten aus verschiedenen Durchmesserbereichen auf einen Referenzdurchmesser zum Vergleich bezogen werden. Die hier durch-

geführten detaillierten Untersuchungen für den Erdmond, die terrestrischen Planeten Merkur und Mars und die Monde der Großen Planeten Jupiter und Saturn haben gezeigt, daß

- a) die Produktions-Kratergrößenverteilungen nicht durch einfache Potenzgesetze der Kraterhäufigkeiten als Funktion des Durchmessers über mehrere Größenordnungen in D angenähert werden können, sondern eine komplizierte Struktur zeigen;
- b) die Verteilungen keine offensichtliche Zeitabhängigkeit über die untersuchten Durchmesserbereiche $10 \text{ m} < D < 300 \text{ km}$ und Alter zwischen mehr als 4 Mrd. Jahren und einigen 100 Millionen Jahren zeigen;
- c) für die einzelnen Planeten unterschiedliche Produktionskratergrößenverteilungen existieren, deren Unterschiede jedoch im wesentlichen durch unterschiedliche Einschlagsgeschwindigkeiten und unterschiedliche Eigenschaften des Targetmaterials erklärt werden können;
- d) die kratererzeugenden Meteoritenpopulationen in ihrer Massenverteilung ähnlich waren.

Es kann insbesondere gezeigt werden, daß es sich bei den Populationen der Sub-Kilometer-Krater des Erdmondes und der Planeten Merkur und Mars im wesentlichen nicht um Sekundärkrater, sondern um primäre Einschläge handelt.

Eine detaillierte Analyse der Kraterhäufigkeiten der ältesten Populationen auf den Hochländern (älteste Krusten) der Planeten zeigt, daß es sich um Verteilungen im Produktionszustand und nicht um solche im Gleichgewicht zwischen Krater-Destruktion und Neuentstehung handelt.

Aus der lunaren Einschlagschronologie ist die lunare Einschlagsrate als Funktion der Zeit bestimmbar. Es zeigt sich, daß die Einschlagsrate in der Frühzeit zwischen ca. 4.4 und 3 Milliarden Jahren exponentiell mit einer Halbwertszeit von etwa

100 Millionen Jahren im Mittel abfiel, jedoch im Zeitraum zwischen 3 Milliarden Jahren und heute im Mittel konstant war. Frühere Interpretationen, daß die Einschlagsrate in den letzten ca. 500 Millionen Jahren höher als im Mittel der letzten 3 Milliarden Jahre gewesen sei, werden nicht gestützt.

Die radiometrischen Altersdaten der Mondgesteine zeigen eine Häufung um 4 Milliarden Jahre. Eine Interpretation dieser Häufung war, daß zu dieser Zeit ein Peak in der Einschlagsrate bestanden haben sollte ("terminal cataclysm") mit Produktion der meisten Ringbecken der Mondvorderseite in der Altersspanne zwischen 3.8 und 3.9 Milliarden Jahren (mit entsprechenden Impaktmetamorphosen der Hochlandgesteine zu dieser Zeit). Die Analyse der Häufigkeits-Größenverteilungen großer Krater und Becken ($D > 20$ km) und stratigraphische Daten sprechen jedoch gegen solch einen "terminal cataclysm" und für einen glatten Abfall der Einschlagsrate. Das abrupte Ende der Produktion der großen Becken ($D > 200$ km), das eine Art Zeithorizont markiert ("marker horizon") wird hervorgerufen durch den exponentiellen Abfall der Einschlagsrate in Verbindung mit der speziellen Größenverteilungscharakteristik der Ringbecken, die einen wesentlich flacheren Abfall im Bereich $D > 200$ km zeigt als bei kleineren Kratern.

Die Verteilungscharakteristik der Ringbecken auf Mars und Merkur ist ähnlich der des Mondes. Die Beobachtungen sind derart, daß auch auf diesen Planeten das Auftreten der Ringbecken einen Zeithorizont markiert. Die Kraterhäufigkeiten auf den jüngsten Becken bestimmen das relative Alter dieses "marker horizon". Mit Hilfe dieser Daten und unter der Anwendung der für die jeweiligen Planeten empirisch bestimmten Kratergrößenverteilungen und Annahme einer Zeitabhängigkeit der Einschlagsrate, die der lunaren entspricht, können Einschlagschronologien für die Planeten Merkur und Mars abgeleitet werden. Diese Einschlagschronologien sind die Grundlage für die Bestimmung absoluter Alter (Krater-Retentionsalter).

Die Anwendung der Einschlagschronologie-Modelle auf Kraterhäufigkeitsmessungen auf verschiedenen geologischen Einheiten und Strukturen des Planeten Mars zeigen, daß der Mars eine sehr aktive frühe Phase geologischer Aktivität erlebt hat, die stark von Einschlagsprozessen geprägt war, aber auch von vulkanischen und erosiven Prozessen. Die großen geologischen Aktivitäten des Mars, wie Extrusion von Hochlandlaven und Bildung der nördlichen Tiefebene (Planitia) durch vulkanische Prozesse, die großräumige Erosion durch Aufschmelzen von Permafrost und durch fluviatile Prozesse und der Aufbau von Vulkanen im Hochland und in der nördlichen Tiefebene, alle diese Aktivitäten fanden statt zu der Zeit, als die Einschlagsrate noch im Abklingen war, d.h. vor mindestens 1.5 Milliarden Jahren. Nur die Tharsisregion, der große jüngste Vulkan-Komplex mit den mächtigen Schildvulkanen, insbesondere Olympus Mons, zeigt eindeutig geologische Aktivität auch in jüngerer Zeit bis wahrscheinlich vor einigen 100 Millionen Jahren.

Die Anwendung der für Merkur abgeleiteten Einschlagschronologie zeigt, daß Merkur eine sehr alte Oberfläche hat und alle bisher untersuchten Einheiten Alter von mehr als 3.85 Milliarden Jahren aufweisen.

Die Leistung der Altersbestimmung über Kraterhäufigkeiten liegt darin, daß eine eindeutige relative Altersbestimmung für Mond, Mars und Merkur und für die Monde der Großen Planeten mit planetenweiter Anwendung und der Ermittlung der Abfolge der Ereignisse möglich ist. Darüber hinaus können für den gesamten Erdmond durch die empirisch ermittelte Beziehung zwischen radiometrischen Altern und Kraterhäufigkeit absolute Alter geologischer Einheiten mit relativ hoher Genauigkeit bestimmt werden. Für die Planeten Merkur und Mars ist nur eine (planetenweite) grobe absolute Altersbestimmung möglich mit Unsicherheiten, die für Alter >3.5 Milliarden Jahre bei 200 bis 300 Millionen Jahre liegen; für jüngere Alter geht die Unsicherheit in den Einschlagschronologiemodellen ein, die von der Ordnung eines Faktors 2 bis 3 ist. Diese Unsicherheit kann möglicherweise stark verringert werden durch bessere Bestimmung des rezenten Meteoriten-Bombardements von Mars und Merkur über astronomische

Beobachtungen der Häufigkeiten der Apollo-Amor-Asteroiden und kurzperiodischer Kometen und Berechnung ihrer Einschlagsraten. Dies erscheint als ein wichtiges Forschungsziel der Zukunft, insbesondere deswegen, weil wahrscheinlich die Altersbestimmung durch Kraterhäufigkeiten in den nächsten 15 bis 20 Jahren die einzige Möglichkeit der quantitativen zeitlichen Erfassung der Evolution der Planeten sein wird; denn mit Gesteinsproben zur radiometrischen Datierung ist vorerst nicht zu rechnen.

Die Kraterpopulationen des Jupiter- und Saturnsystems weisen gewisse Ähnlichkeiten in ihrer Kratergrößenverteilung mit denen des inneren Sonnensystems auf. Insbesondere die Populationen auf den ältesten Gebieten weisen charakteristische Merkmale in ihren Verteilungen im Bereich 15 bis 100 km Kraterdurchmesser auf. Es erscheint möglich, daß allen Kratergrößen-Verteilungen, auch denen der Monde der Großen Planeten, die gleiche Massenverteilung der Meteoritenpopulationen zugrunde liegt und die beobachteten Unterschiede durch Unterschiede in den Einschlagsgeschwindigkeiten, Targeteigenschaften, Oberflächengravitation etc. hervorgerufen werden. Diese Deutung ist jedoch für das Jupiter- und Saturn-System nur möglich, falls es sich nicht um Einschlagskörper in heliozentrischen, sondern in planetozentrischen Bahnen gehandelt hat. Allerdings erscheint es aufgrund der theoretisch zu erwartenden geringen Überlebenszeiten für solche Körper schwierig, das Bombardement der Jupiter- und Saturnsatelliten über mehrere hundert Millionen Jahre aufrecht zu erhalten, wie aus den Beobachtungen ersichtlich. Ein Ausweg könnte sein, daß das Bombardement der Jupiter- und Saturn-Monde derart erfolgt ist, daß eine sekundäre planetozentrische Population von Objekten durch Zerstörung kleinerer innerer Monde durch eine primäre langlebige heliozentrische Population erzeugt worden ist.

XI. LITERATURVERZEICHNIS

- Alexander, E. C., Jr., Bates, A., Coscio, M. R., Jr., Draggon, J. C., Murthy, V. R., Pepin, R. O. und Venkatesan, T. R. (1976) K/Ar dating of lunar soils II. Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, 625-648.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro F. und Michel, H. V. (1980) Extra-terrestrial cause for cretaceous-tertiary extinction. Science 208, 1095 - 1108.
- Arvidson, R., Boyce, J., Chapman, C., Cintala M., Fulchignoni, M., Moore H., Neukum, G., Schultz, P., Soderblom, L., Strom, R., Woronow, A. und Young, R. (1978) Standard techniques for presentation and analysis of crater size-frequency data. Icarus 37, 467 - 474.
- Arvidson, R., Drozd, R., Guinness, E., Hohenberg, C., Morgan, C., Morrison, R. und Oberbeck, V. (1976) Cosmic ray exposure ages of Apollo 17 samples and the age of Tycho. Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, 2817 - 2832.
- Arvidson, R., Goettel, K. A. und Hohenberg, C. M. (1980) A post-Viking view of martian geologic evolution. Rev. Geophys. and Space Phys. 18, 565 - 603.
- Baldwin, R. B. (1949) The Face of the Moon. University of Chicago Press, Chicago.
- Baldwin, R. B. (1963) The Measure of the Moon. Univ. of Chicago Press, Chicago.
- Baldwin, R. B. (1964) Lunar crater counts. Astron. J. 69, 377 - 392.
- Baldwin, R. B. (1968) Ranger VIII and gravity scaling of lunar craters. Science 159, 334.
- Baldwin, R. B. (1971) On the history of lunar impact cratering: The absolute time scale and the origin of planetesimals. Icarus 14, 36 - 52.
- Basaltic Volcanism Study Project (1981) Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. Pergamon Press, New York, 1286 S.
- Binder, A. B. (1974) On the origin of the moon by rotational fission. The Moon 11, 53 - 76.
- Boyce, J. M., Dial, A. und Soderblom, L. (1974) Ages of the lunar nearside light plains and maria. Proc. Lunar Sci. Conf. 5th, 11 - 23.
- Boyce, J. M. und Roddy, D. J. (1978) Martian rampart craters: Crater processes that may affect diameter-frequency distributions. Reports of Planetary Geology Program, 1977-1978, NASA Tech.Memo., TM 79729, 162 - 165.

Boyce, J. M. (1979) Diameter enlargement effects on crater populations resulting from impact into wet or icy targets. Reports of Planetary Geology Program, 1978-1979, NASA Tech. Memo., TM 80339, 119 - 122.

Brinkmann, R. T. (1966) Lunar crater distribution from Ranger VI photographs. J. Geophys. Res. 71, 340 - 342.

Burghele, A., Dreibus, G., Palme, H., Rammensee, W., Spettel, B., Weckwerth, G. und Wänke, H. (1983) Chemistry of Shergottites and the Shergotty parent body (SPB): Further evidence for the two component model of planet formation. Lunar and Planet. Sci. Conf. XIV (exp. abstract) im Druck.

Cameron, W. S. und Vostreys, R. W. (1982) Data catalog series for space science and application flight missions. NSSDC/WDC-A-R&S 82-21.

Carr, M. H. (1981) The Surface of Mars. Yale Univ. Press, New Haven, London.

Chapman, C. R. und Haefner, R. R. (1967) A critique of methods for analysis of the diameter-frequency relation for craters with special application to the moon. J. Geophys. Res. 72, 549 - 557.

Chapman, C. R. (1976) Chronology of terrestrial planet evolution: The evidence from Mercury. Icarus 28, 523 - 536.

Condit, C. D. (1978) Distribution and relations of 4 to 10 km diameter craters to global geologic units of Mars. Icarus 34, 465 - 478.

Croft, S. K. (1977) Energies of formation for ejecta blankets of giant impacts. In D.J. Roddy, R. O. Pepin and R. B. Merrill (editors), Impact and explosion cratering, Pergamon Press, New York, 1279 - 1296.

Croft, S. K., Kieffer, S. W. und Ahrens, T. J. (1979) Low velocity impact craters in ice and permafrost with implications for Martian cratercount ages. NASA Conf. Publ. 2072, 18.

Dence, M. R., Grieve, R. A. F. und Robertson, P. B. (1977) Terrestrial impact structures: Principal characteristics and energy considerations. In D. J. Roddy, R. O. Pepin, and R. B. Merrill (editors), Impact and explosion cratering, Pergamon Press, New York, 247 - 275.

Drozd, R. K., Hohenberg, C. M., Morgan, C. J. und Ralston, C. E. (1974) Cosmic-ray exposure history at the Apollo 16 and other lunar sites: lunar surface dynamics. Geochim. Cosmochim. Acta 38, 1625 - 1642.

Eberhardt, P., Geiss, J., Grögler, J. und Stettler, A. (1973) How old is the crater Copernicus? The Moon 8, 104 - 114.

Fechtig, H., Gentner, W., Hartung, J.B., Nagel, K., Neukum, G., Schneider, E. und Storzer, D. (1975) Microcraters on lunar samples. Proceedings of the Soviet-American Conference on Cosmochemistry of the Moon and the Planets, Moscow, June 4-8, 1974 (in russisch) S. 453 - 472, auch als NASA SP-370 (1977).

Gault, D. E. (1970) Saturation and equilibrium conditions for impact cratering on the lunar surface: criteria and implications. Radio Science 5, 273.

Gault, D. E. (1974) Impact cratering. In R. Greeley, and P. Schultz (editors), A primer in lunar geology. NASA Ames, 137 - 175.

Gault, D. E., Guest, J. E., Murray, J. B., Dzurisin, D. und Malin, M. C. (1975) Some comparisons of impact craters on Mercury and the Moon. J. Geophys. Res. 80, 2444 - 2460.

Gault, D. E. und Wedekind, J. A. (1977) Experimental hyper-velocity impact into quartz sand - II, Effects of gravitational acceleration. In D. J. Roddy, R. O. Pepin und R. B. Merrill (eds.), Impact and explosion cratering, Pergamon Press, New York, 1231 - 1244.

Gilbert, G. K. (1893) The Moon's face: A study of the origin of its features. Phil. Soc. Wash. Bull., 12, 241 - 292.

Goldreich, P. und Soter, S. (1966) Q in the solar system. Icarus 5, 375 - 389.

Greeley, R. und Gault, D. E. (1970) Precision size-frequency distributions of craters for 12 selected areas of the lunar surface. The Moon 2, 10 - 77.

Greeley, R. und Spudis, P.D. (1981) Volcanism on Mars. Rev. Geophys. and Space Phys. 19, 13 - 41.

Grieve, R. A. F. und Dence, M. (1979) The terrestrial cratering record II. The crater production rate. Icarus 38, 230 - 242.

Grieve, R. A. F. und Robertson, P. B. (1979) The terrestrial cratering record I. Current status of observations. Icarus 38, 212 - 229.

Grudewicz, E. B. (1973) Endogenic cratering distribution on the Moon. Nature 241, 186 - 187.

Grün, E. (1981) Physikalische und chemische Eigenschaften des interplanetaren Staubes - Messungen des Mikrometeoritenexperimentes auf Helios. Habilitationsschrift, Univ. Heidelberg.

Guest, J. E. und Greeley, R. (1977) Geology on the Moon. Wykeham Publications, London.

Guinness, E. A. und Arvidson, R. E. (1977) On the constancy of the lunar cratering flux over the past 3.3×10^9 yr. Proc. Lunar Sci. Conf. 8th, 3475 - 3494.

- Hartmann, W. K. (1965) Terrestrial and lunar flux of large meteorites in the last two billion years. *Icarus* 4, 157 - 165.
- Hartmann, W. K. (1966a) Early lunar cratering. *Icarus* 5, 406 - 418.
- Hartmann, W. K. (1966b) Martian cratering. *Icarus* 5, 565 - 576.
- Hartmann, W. K. und Wood, C. A. (1971) Moon: origin and evolution of multi-ring basins. *The Moon* 3, 3 - 78.
- Hartmann, W. K. (1972) Paleocratering of the Moon. Review of post-Apollo data. *Astrophys. Space Sci.* 17, 48 - 64.
- Hartmann, W. K. (1973a) Ancient lunar mega-regolith and subsurface structure. *Icarus* 18, 634 - 636.
- Hartmann, W. K. (1973b) Martian cratering 4. Mariner 9 initial analysis of cratering chronology. *J. Geophys. Res.* 78, 4096 - 4116.
- Hartmann, W. K. (1977) Relative crater production rates on planets. *Icarus* 31, 260 - 276.
- Hartmann, W. K. (1978) Martian cratering, V. Toward an empirical martian chronology, and its implications. *Geophys. Res. Lett.* 5, 450 - 452.
- Head, J. W., Wood, C. A. und Mutch, T. A. (1977) Geologic evolution of the terrestrial planets. *American Scientist* 65, 21-29.
- Hiller, K. (1979) Mars: Photogeologische Untersuchungen der Region Amenthes und angrenzende Gebiete. Dissertation, Univ. München.
- Hiller, K., Janle, P., Neukum, G., Guest, J. E. und Lopes, R. M. C. (1982) Mars: Stratigraphy and gravimetry of Olympus Mons and its aureole. *J. Geophys. Res.* 87, 9905 - 9915.
- Hörz, F., Brownlee, D. E., Fechtig, H., Hartung, J. B., Morrison, D. A., Neukum, G., Schneider, E., Vedder, J. F. und Fault, D. E. (1974) Lunar microcraters: implications for the micrometeoroid complex. *Planet. Space Sci.* 23, 151 - 172.
- Holsapple, K. A. und Schmidt, R. M. (1982) On the scaling of crater dimensions. 2. Impact processes. *J. Geophys. Res.* 87, 1849 - 1870.
- Howard, K. A. (1973) Avalanche mode of motion - implication from lunar samples. *Science* 180, 1052 - 1055.
- Howard, K. A. und Mühlberger, W. R. (1973) Lunar thrust faults in the Taurus-Littrow region. Apollo 17 Preliminary Science Report, NASA SP-330, 31 - 25.
- Hulme, G. (1973) Turbulent lava flow and the formation of lunar sinuous rilles. *Mod. Geol.* 4, 107 - 117.

Jessberger, E. K., Kirsten, T. und Staudacher, Th. (1977) One rock and many ages - Further K-Ar data on consortium breccia 73215. Proc. Lunar Sci. Conf. 8th, 2567 - 2580.

Jessberger, E. K. (1981) Die Ar-Ar Altersbestimmungstechnik: Prinzipien, Entwicklungen und Anwendungen in der Kosmochronologie. Habilitationsschrift, Univ. Heidelberg.

Kirsten, T. und Horn, P. (1974) Chronology of Taurus-Littrow region-III: ages of mare basalts and highland breccias and some remarks about the interpretation of lunar highland rock ages. Proc. Lunar Sci. Conf. 5th, 1451 - 1475.

Kittel, C., Knight, W. D., and Ruderman, M. A. (1973) Mechanics. McGraw-Hill Book Comp.

König, B. (1977) Untersuchung von primären und sekundären Einschlagstrukturen auf dem Mond und Laborexperimente zum Studium des Auswurfs von Sekundärteilchen. Dissertation, Universität Heidelberg.

Kresak, L. (1980) The flux of earth-crossing and moon-cratering interplanetary bodies. Vortrag, 23. Plenary Meeting, COSPAR, Budapest.

Lucchitta, B. K. und Sanchez, A. G. (1975) Crater studies in the Apollo 17 region. Proc. Lunar Sci. Conf. 6th, 2427 - 2441.

Marcus, A. H. (1964) A stochastic model of the formation and survival of lunar craters, 1. Icarus 3, 460 - 472.

Marcus, A. H. (1966) A stochastic model of the formation and survival of lunar craters, 2. Icarus 5, 165 - 177.

Marcus, A. H. (1970) Comparison of equilibrium size distributions for lunar craters. J. Geophys. Res., 75, 4977 - 4984.

Masursky, H., Eliason, E., Ford, P., McGill, G., Pettengill, H., Schaber, G. und Schubert, G. (1980) Pioneer radar results: altimetry and surface properties. J. Geophys. Res. 85, 8261 - 8270.

Maurer, P., Eberhardt, P., Geiss, J., Grögler, N., Stettler, A., Brown, G. M., Peckett, A. und Krähenbühl, U. (1978) Pre-Imbrian craters and basins: ages, compositions and excavation depths of Apollo 16 breccias. Geochim. Cosmochim. Acta 42, 1687 - 1720.

McElroy, M. B., Kong, T. Y. und Yung, Y. L. (1977) Photochemistry and evolution of Mars' atmosphere: A Viking perspective. J. Geophys. Res., 82, 4379 - 4388.

McGetchin, T. R., Settle, M. und Head, J. W. (1973) Radial thickness variation in impact crater ejecta: implications for lunar basin deposits. Earth Planet. Sci. Lett. 20, 226 - 236.

Meeus, J. und Combes, M. A. (1974) L'Astronomie et Bulletin de la Société Astronomique de France, 88e Année, 194 - 220.

Meissner, R. (1983) Evolution of plate tectonics on terrestrial planets. *Annales Geophysicae*, im Druck.

Melosh, H. J. (1980) Cratering mechanics - observational, experimental, and theoretical. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 8, 65 - 93.

Moore, H. J. (1964) Density of small craters on the Lunar Surface. *US Geol. Surv. Astrogeol. Stud. Ann. Proj. Rep.*, Washington DC., 34 S.

Moore, H. J., Boyce, J. M. und Hahn, D. A. (1980) Small impact craters in the lunar regolith - their morphologies, relative ages and rates of formation. *The Moon and the Planets* 23, 231 - 252.

Mouginis-Mark, P. (1979) Martian fluidized crater morphology: Variations with crater size, latitude, altitude, and target material. *J. Geophys. Res.* 84, 8011 - 8022.

Mühlberger, W. R., Batson, R.M., Cernan, E.A., Freeman, V.L., Hait, M.H., Holt, H.E., Howard, K.A., Jackson, E.D., Larson, K.B., Reed, V.S., Rennilson, J.J., Schmitt, H.H., Scott, D.H., Sutton, R.L., Stuart-Alexander, D., Swann, G.A., Trask, N.J., Ulrich, G.E., Wilshire, H.G. und Wolfe, E.W. (1973) Preliminary geologic investigation of the Apollo 17 landing site. *Apollo 17, Preliminary Science Report, NASA SP-330*.

Mutch, T. A. (1972) *Geology of the Moon*. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.

Mutch, T. A., Arvidson, R. E., Head, III, J.W., Jones, K. L. und Saunders, R. S. (1976) *The geology of Mars*. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J.

Ness, N.F., Acuna M.H., Lepping, R.P., Burlaga, L.F., Behannon, K.W. und Neubauer, F.M. (1979) Magnetic Field Studies at Jupiter by Voyager 1: Preliminary Results. *Science* 204, 982-987.

Neukum, G. (1971) *Untersuchungen über Einschlagskrater auf dem Mond*. Dissertation, Univ. Heidelberg.

Neukum, G. und Dietzel, H. (1971) On the development of the crater population on the moon with time under meteoroid and solar wind bombardment. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 59 - 66.

Neukum, G., Hörz, F., Morrison, D. A. und Hartung, J. B. (1973) Crater populations on lunar rocks. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 4th, 3255 - 3276.

Neukum, G. (1975) Cratering in the Earth-Moon system - Some comparison with other terrestrial planets. *Proc. International Colloquium of Planetary Geology, Rome (exp. abstracts)*, 341.

Neukum, G., König, G. und Arkani-Hamed, J. (1975) A study of lunar impact crater size-distributions. *The Moon* 12, 201 - 229.

Neukum, G. und Horn, P. (1976) Effects of lava flows on lunar crater populations. *The Moon* 15, 205 - 222.

Neukum, G. und König, B. (1976) Dating of individual lunar craters. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 7th, 2867 - 2881.

Neukum, G. und Wise, D. U. (1976) Mars: A standard crater curve and possible new time scale. *Science* 194, 1381 - 1387.

Neukum, G. (1977a) Lunar cratering. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 285, 267 - 272.

Neukum, G. (1977b) Different ages of lunar light plains. *The Moon* 17, 383 - 393.

Neukum, G., Hiller, K., Henkel, J. und Bodechtel, J. (1978) Mars chronology. *Reports of Planetary Geology Program 1977 - 1978*, NASA TM 79729, 172 - 174.

Neukum, G. (1981) Surface history of the terrestrial-type planets. *Proc. Alpbach Summer School, 1981*, ESA SP-164, 129-137.

Neukum, G. und Hiller, K. (1981) Martian ages. *J. Geophys. Res.* 86, 3097 - 3121.

Neukum, G. und Wilhelms, D. E. (1982) Ancient lunar impact record. *Lunar and Planetary Sci. Conf. 13th (exp. abstracts)*, Houston.

Neukum, G. (1983) Post-accretional cratering. In Vorbereitung.

Nyquist, L. E. (1982) Do oblique impacts produce martian meteorites? *Lunar and Planetary Sci. Conf. 13th (exp. abstract)*, 602 - 603.

Oberbeck, V. R. und Morrison, R. H. (1973) On the formation of the lunar herring-bone pattern. *Proc. Lunar Sci. Conf. 4th*, 107 - 123.

Oberbeck, V. R., Hörz, F., Morrison, R. H., Quaide, W. L. und Gault, D. E. (1975) On the origin of the lunar smooth plains. *The Moon* 12, 19 - 54.

Oberbeck, V. R. und Aggarwal, H. (1977) Topographic analysis of lunar secondaries of Copernicus and implications. *Proc. Lunar Sci. Conf. 8th*, 3521 - 3537.

Öpik, E. J. (1960) The lunar surface as an impact counter. *Mon. Not. Roy. Astr. Soc.* 120, 404 - 411.

Öpik, E. J. (1966) The stray bodies in the solar system. Part II. The cometary origin of meteorites. *Adv. Astron. Astrophys.* 4, 301 - 336.

O'Keefe, J. D. und Ahrens, R. J. (1982) Cometary and meteorite swarm impact on planetary surfaces. *J. Geophys. Res.* 87, 6668-6680.

Peale, S. J. (1977) Rotation histories of the natural satellites. In *Planetary Satellites* (editor J.A. Burns) Univ. of Arizona Press, 87 - 112.

Peale, S. J., Cassen, P., Reynolds, R. T. ;979) Melting of Io by tidal dissipation. Science 203, 892 - 894.

Pike, R. J. (1967) Schroeter's rule and the modification of lunar crater impact morphology. J. Geophys. Res. 72, 2099 - 2106.

Pike, R. J. (1974) Ejecta from large craters on the Moon: Comments on the geometric model of McGetchin et al., 1973. Earth Planet. Sci. Lett. 23, 265 - 274.

Plescia, J. B. und Boyce, J. M. (1982) Crater densities and geological histories of Rhea, Dione, Mimas and Tethys. Nature 295, 285 - 290.

Pohl, J., Stöffler, D., Gall, H. und Ernstson, K. (1977) The Ries impact crater. In Impact and Explosion Cratering, Pergamon Press, New York.

Pohl, J. (1982) Impaktkraterbildung in Eiskörpern. Vortrag gehalten auf: DFG-Kolloquium "Die Erforschung der Planeten Jupiter und Saturn und ihrer Umgebung, Goslar 18. - 22.10.1982.

Ringwood, A. E. (1960) Some aspects of the thermal evolution of the Earth. Geochem. Cosmochem. Acta 20, 241 - 249.

Ringwood, A. E. (1979) Origin of the Earth and Moon. Springer Verlag, New York.

Ross, H. P. (1968) A simplified mathematical model for lunar crater erosion. J. Geophys. Res. 73, 1343.

Runcorn, S. K. (1977) Early melting of the Moon. Proc. Lunar Sci. Conf. 8th, 463- 469.

Ryder, G. und Spudis, P. (1980) Volcanic rocks in the lunar highlands. Proc. Conf. Lunar Highlands Crust, 353 - 375.

Safronov, V. S. (1969) Evolution of the protoplanetary cloud and formation of the Earth and of the planets. Moscow, Nauka Press.

Shoemaker, E. M. (1965) Preliminary analysis of the fine structure of Mare Cognitum. JPL-TR-32-700, 75 S.

Shoemaker, E. M., Hackman, R. und Eggleton, R. (1962) Interplanetary correlation of geologic time. Advan. Astronaut. Sci. 8, 70 - 89.

Shoemaker, E. M. und Hackman, R. J. (1962) Stratigraphic basis for a lunar time scale. In Kopal and Mikhailov (editors), The Moon, Academic Press, London.

Shoemaker, E. M. (1963) Impact mechanics at Meteor Crater, Arizona. In The Moon, Meteorites, and Comets, Univ. of Chicago Press, Chicago.

Shoemaker, E. M. (1970) Origin of fragmental debris on the lunar surface and the history of bombardment of the Moon. Vortrag auf I Seminario de Geologia Lunar, Universität Barcelona, Mai 1970 (Rev. Januar 1971).

Shoemaker, E. M., Hait, M. H., Swann, G.A., Schleicher, D.L., Dahlem, D.H., Schaber, G.G. und Sutton, R. L. (1970a) Lunar regolith at Tranquillity Base. Science 167, 452.

Shoemaker, E. M., Batson, R. M., Bean, A. L., Conrad Jr., C., Dahlem, D. H., Goddard, E. N., Hart, M. H., Larson, K.B., Schaber, G. G., Schleicher, D. L., Sutton, R. L., Swann, G. A. und Waters, A. C. (1970b) Preliminary geologic investigation of the Apollo 12 landing site, Part A. Geology of the Apollo 12 landing site, Apollo 12 Preliminary Science Report NASA SP 235.

Shoemaker, E. M. (1977) Astronomically observable crater-forming projectiles. In Impact and Explosion Cratering (D.J. Roddy, R.O. Pepin und R.B. Merrill, eds.) 617 - 628, Pergamon, N.Y.

Shoemaker, E. M., Williams, J. G., Helin, E. F. und Wolfe, R. F. (1979) Earth-crossing asteroids: orbital classes, collision rates with Earth, and origin. In T. Gehrels (editor), Asteroids, University of Arizona Press, 253 - 282.

Shoemaker, E. M. und Wolfe, R. F. (1982) Cratering time scales for the galilean satellites. In D. Morrison (editor), Satellites of Jupiter, University of Arizona Press, 277 - 339.

Silver, L. T. (1971) U-Th-Pb isotopic systems in Apollo 11 and 12 regolith materials and a possible age for the Copernicus event. EOS (Trans.Am.Geophys. Union) 52, 534.

Smith, B. A., Soderblom, L.A., Beebe, R., Boyce, J., Briggs, G., Carr, M., Collings, S.A., Cook II, A.F., Danielson, G.E., Davies, M.E., Hunt, G.E., Ingersoll, A., Johnson, T.V., Masursky, H., McCauley, J., Morrison, D., Owen, T., Sagan, C., Shoemaker, E.M., Strom, R., Suomi, V.E. und Veverka, J. (1979) The Galilean satellites and Jupiter: Voyager 2 imaging science results. Science 206, 927 - 950.

Smith, B. A., Soderblom, L.A., Beebe, R., Boyce, J., Briggs, G., Bunker, A., Collins, S.A., Hansen, C.J., Johnson, T.V., Mitchell, J.L., Terrile, R.J., Carr, M., Cook II, A.F., Cuzzi, J., Pollack, J.B., Danielson, G.E., Ingersoll, A., Davies, M.E., Hunt, G.E., Masursky, H., Shoemaker, E., Morrison, D., Owen, T., Sagan, C., Veverka, J., Strom, R., Suomi, V.E. (1981) Encounter with Saturn: Voyager 1 imaging science results. Science 212, 163 - 190.

Smith, B. A., Soderblom, L.A., Batson, R., Bridges, P., Inge, J., Masursky, H., Shoemaker, E., Beebe, R., Boyce, J., Briggs, G., Bunker, A., Collins, S.A., Hansen, C. J., Johnson, T. V., Mitchell, J. L., Terrile, R. J., Cook II., A. F., Cuzzi, J., Pollack, J. B., Danielson, G. E., Ingersoll, A. P., Davies, M. E., Hunt, G. E., Morrison, D., Owen, T., Sagan, C., Veverka, J., Strom, R., Suomi, V.E., (1982) A new look at the Saturn system: The Voyager 2 images. Science, 215, 504 - 537.

- Soderblom, L. A. (1970) A model for lunar impact erosion applied to the lunar surface. *J. Geophys. Res.* 75, 2655 - 2661.
- Soderblom, L. A. und Boyce, J. M. (1972) Relative ages of some near-side and far-side terra plains based on Apollo 16 metric photography. Apollo 16 Preliminary Science Report, NASA Spec. Publ. SP-315, 29-3-29-6.
- Soderblom, L. A., Condit, C. D., West, R. A., Herman, B. M. und Kreidler, T. J. (1974) Martian planetwide crater distributions: Implications for geologic history and surface processes. *Icarus* 22, 239 - 263.
- Soderblom, L. A. (1977) Historical variations in the density and distribution of impacting debris in the inner solar system: Evidence from planetary imaging. In *Impact and Explosion Cratering*, Pergamon, New York, 629 - 633.
- Solomon, S. C. und Chaiken, J. (1976) Thermal expansion and thermal stress in the moon and terrestrial planets: Clues to early thermal history. *Proc. Lunar Sci. Conf.*, 7th, 3229 - 3243.
- Solomon, S.C. und Head, J. W. (1982) Mechanisms for lithospheric heat transport on Venus: Implications for tectonic style and volcanism. *J. Geophys. Res.* 87, 9236 - 9246.
- Schaber, G. G. (1973) Lava flows in Mare Imbrium: geologic evidence from Apollo orbital photography. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 4th, 73 - 92.
- Schaber, G. G. und Boyce, J. M. (1977) Probable distribution of large impact basins on Venus: Comparison with Mercury and the Moon. In *Impact and Explosion Cratering*, Pergamon Press, New York.
- Schaeffer, O.A., Husain, L. und Schaeffer, G. A. (1976) Ages of highland rocks: the chronology of lunar basin formation revisited. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 7th, 2067 - 2092.
- Stöffler, D., Knöll, H.-D. und Maerz, U. (1979) Terrestrial and lunar impact breccias and the classification of lunar highland rocks. *Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf.* 10th, Pergamon Press, New York.
- Stöffler, D. (1981) Cratering mechanics: Data from terrestrial and experimental craters and implications for the Apollo 16 site. *Lunar and Planetary Inst. LPI TR81-81*, 132 - 141.
- Strom, R. G. (1971) Lunar mare ridges, rings and volcanic complexes. *Mod. Geol.* 2, 133 - 157.
- Strom, R. G. und Whitaker, E. A. (1976) Populations of impacting bodies in the inner solar system. NASA TX-3346.
- Strom, R. G. (1977) Origin and relative age of lunar and mercurian inter-crater plains. *Phys. Earth Planet. Inter.* 15, 156-172.
- Strom, R. G. (1979) Mercury: a post-Mariner 10 assessment. *Space Sci. Rev.* 24, 3 - 70.

Strom, R. G., Woronow, A. und Gurnis, M. (1981) Crater populations on Ganymede and Callisto. *J. Geophys. Res.* 86, 8659-8674.

Strom, R. G. und Woronow, A. (1982) Solar system cratering populations. *Lunar and Planetary Sci. Conf.* 13th (exp. abstr.) 782 - 783.

Taylor, S. R. (1975) *Lunar Science: A Post-Apollo View*. Pergamon Press, New York.

Taylor, S. R. (1982) *Planetary Science: A Lunar Perspective*. Lunar and Planetary Institute, Houston.

Tera, F. und Wasserburg, G. J. (1974) U-Th-Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and the age of the Moon. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 5th, 1571 - 1599.

Tera, F., Papanastassiou, D. A. und Wasserburg, G. J. (1974) Isotopic evidence for a terminal lunar cataclysm. *Earth Planet. Sci. Lett.* 22, 1- 21.

Thomas, P. und Veverka, J. (1982) Amalthea. In D. Morrison (ed.), *Satellites of Jupiter*, University of Arizona Press, 147 - 173.

Trask, N. J. (1966) Size and spatial distribution of craters estimated from Ranger photographs. *Jet Propul. Lab. Tech. Rep.* 32-700, Pasadena, Cal., 252 S.

Turner, G. (1977) Potassium argon chronology of the Moon. *Phys. Chem. Earth* 10, 145 - 195.

Wänke, H. (1981) Constitution of terrestrial planets. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.* 303, 287 - 302.

Wänke, H., Dreibus, G., Palme, H., Rammensee, W. und Weckwerth, G. (1983) Geochemical evidence for the formation of the Moon from material of the Earth's mantle. *Lunar and Planetary Sci. Conf.* 14th (im Druck).

Walker, E. H. (1967) Statistics of impact crater accumulation on the lunar surface exposed to a distribution of impacting bodies. *Icarus* 7, 233 - 243.

Wegener, A. (1920) Versuche zur Aufsturztheorie der Mondkrater. *Nova Acta Abh. d. Leop. Carol. Deutsch. Akad. d. Naturf.* 106, 107 - 117.

Wegener, A. (1921) Die Entstehung der Mondkrater. H. 55 d. *Sammlung Vieweg-Tagesfragen aus den Gebieten der Naturwissenschaften und der Technik*, Fried. Vieweg u. Sohn, Braunschweig, 48 S.

Wetherill, G. W. (1967) Collisions in the asteroid belt. *J. Geophys. Res.*, 72, 2429- 2444.

Wetherill, G. W. (1975) Late heavy bombardment of the Moon and terrestrial planets. *Proc. Lunar Sci. Conf.* 6th, 1539 - 1561.

- Wetherill, G. W. (1976) The role of large bodies in the formation of the earth and the moon. Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, 3245-3257.
- Wetherill, G. W. (1981) Nature and origin of basin-forming projectiles. In P. H. Schultz and R. B. Merrill (editors), Multi-ring basins, Proc. Lunar Planet. Sci., 12A, 1- 18.
- Wilhelms, D. E. (1976) Secondary impact craters of lunar basins. Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, 2883 - 2901.
- Wilhelms, D. E., Oberbeck, V. und Aggarwal, H. (1978) Size-frequency distributions of primary and secondary lunar impact craters. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th, 3735 - 3762.
- Wilhelms, D. E. (1979) Relative ages of lunar basins. Rep. of Planetary Geol. Prog. 1978 - 1979, NASA TM 80339, 135 - 137.
- Wilhelms, D. E. (1983) The geologic history of the Moon. NASA SP, im Druck.
- Wise, D. U. (1966) Origin of the Moon by fission. In the Earth - Moon System, Plenum Press, New York.
- Wise, D. U., Golombek, M. P. und McGill, G. E. (1979) Tectonic evolution of Mars. J. Geophys. Res. 84, 7934 - 7939.
- Wolfe, E. W., Lucchitta, B. K., Reed, V.S., Ulrich, G.E. und Sanchez, A.G. (1975) Geology of the Taurus-Littrow valley floor. Proc. Lunar Sci. Conf. 6th, 2463 - 2482.
- Womer, M. B., Greeley, G. und King, J. (1979) Pyroclastic volcanism of the Snake River Plain, Idaho: Implications for Mars. Rep. of Plan. Geology Program 1978 - 1979, NASA TM-80339, 265 - 267.
- Wood, J. A., Dickey Jr., J.S., Marvin, U.B. und Powell, B. N. (1970) Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon. Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf., 965 - 988.
- Woronow, A. (1977) Crater saturation and equilibrium: A Monte Carlo simulation. J. Geophys. Res. 82, 2447 - 2451.
- Woronow, A. (1978) A general cratering-history model and its implications for the lunar highlands. Icarus 34, 76 - 88.