Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern
Band: - (1929)

Artikel: Der Meteorit von Ulmiz (Kt. Freiburg)
Autor: Hugi, E.
Kapitel: Der Meteorit von Ulmiz
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-319350

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 10.10.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

ist ein Eisenmeteorit und die drei andern (Chervettaz, Ulmiz und Utzenstorf) sind Steinmeteoriten.

Im folgenden sollen die Beschreibung und die Untersuchungsresultate des Meteoriten von Ulmiz wiedergegeben werden:

Der Meteorit von Ulmiz.

I. Allgemeines über den Ulmizer Meteoriten.

1. Ermöglichung der wissenschaftlichen Untersuchung.

Das Material dieses Meteoritenfalles ist hauptsächlich in den Besitz der naturhistorischen Museen von Bern und Freiburg gelangt. Ein Bruchstück des Steines ist durch Dr. A. Schmid, Arzt in Bern, vom Finder, Landwirt Eberhardt in Ulmiz erworben worden und ein kleineres Fragment ist in gleicher Weise in das Eigentum von E. Scheurer-Weibel, Geschäftsführer in Lyss (Kt. Bern) übergegangen.

Die Kommission des Naturhistorischen Museums in Bern hat den Verfasser dieser Mitteilung mit der wissenschaftlichen Untersuchung des Ulmizer-Meteoriten beauftragt. Die Durchführung dieser Arbeit wurde in weitgehender Weise unterstützt und gefördert durch das grosse Entgegenkommen und die Munifizenz folgender Herren:

Dr. ED. GERBER, Direktor der mineralogisch-geologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Bern stellte alles im Besitze des Museums befindliche und für die Untersuchung wertvolle Material bereitwilligst zur Verfügung und liess durch Präparator G. Ruprecht die beiden photographischen Aufnahmen der Meteoritenbruchstücke (vergl. Bild 1 und 2, Tafel I) besorgen.

Dr. A. WANDER, Grossindustrieller in Bern, übernahm die Kosten der chemischen, mikroskopischen und chalkographischen Untersuchung des Meteoriten.

Prof. M. MUSY, Konservator des Naturhistorischen Museums in Freiburg und nach seinem Tode (18. November 1927) Rektor H. SAVOY in Freiburg hatten die Freundlichkeit, mir das Freiburger Bruchstück des Meteoriten für die Untersuchung zuzustellen.

Ebenso überliessen mir die Herren Dr. A. SCHMID und E. SCHEURER-WEIBEL die ihnen gehörenden Bruchstücke des Meteoriten zur Untersuchung.

Allen diesen Herren soll hier für ihre Unterstützung, die sie der wissenschaftlichen Bearbeitung des interessanten und seltenen Naturobjektes gewährt haben, der beste Dank ausgesprochen werden.

Besonderer Dank gebührt auch den Behörden des Naturhistorischen Museums in Bern, die durch rasches Eingreifen und durch die Bereitstellung der finanziellen Mittel ein Abwandern dieses schweizerischen Meteoritenmateriales ins Ausland verhindert haben, denn der Finder des Steines war bemüht, nachdem er dessen Wert erkannt hatte, aus diesem vom Himmel gefallenen Weihnachtsgeschenk den grösstmöglichen finanziellen Nutzen zu ziehen.

2. Beobachtungen über den Fall.

Da der Meteorit in den frühen Morgenstunden des Weihnachtstages 1926 niedergegangen ist, so musste leider das Beobachtungsmaterial über die Begleiterscheinungen des Falles recht spärlich sein.

Das Astronomische Institut der Universität Bern hat sich in dankenswerter Weise bemüht, alle Beobachtungen, die sich auf diesen Meteoritenfall beziehen, zu sammeln und aus ihnen die Bahnelemente des Meteors zu bestimmen. Prof. Dr. S. MAUDERLI teilt darüber folgendes mit (vergl. S. Mauderli: Bemerkungen über das Meteor vom 25. Dezember 1926. Seine Bahn und die Begleiterscheinungen. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, Basel 1927, II. Teil, pag. 112—113):

„Vom Niedergang und der Auffindung des Meteors in Ulmiz erhielt das Astronomische Institut der Universität Bern nach und nach 28 schriftliche und mündliche Berichte, aus denen auf den ersten Blick zu entnehmen war, dass es sich bei diesem Meteor um eine örtlich ziemlich scharf begrenzte Erscheinung handelte, was dann auch nach Sichtung der einzelnen Beobachtungen durchaus bestätigt wurde. Das beobachtete Bahnstück ist zweifellos nur das Ende der Erscheinung, was vor allem aus Angaben über Richtung und Elevation geschlossen werden muss. Aus diesen Angaben, von denen sich mehrere auf die Stellung des Mondes beziehen, ergab sich der Hemmungspunkt zu $\alpha = 10^h\,59^m$ und $\delta = 11^0\,41'$ und eine mittlere Höhe desselben von rund 40 km über einem Punkt der etwa 5 km südöstlich von Ulmiz sich befindet. Dieses Resultat stimmt mit demjenigen recht gut überein, das aus den Eintragungen der mitgeteilten Azimute in die Karte 1:100,000 erhalten wurde. Eine Ausgleichung der Beobachtungen schien im vorliegenden Falle wegen der geringen Anzahl

wirklich guter Berichte nicht angezeigt. Die Rechnung hätte darin bestehen müssen, ähnlich wie in frühern Fällen, durch Ausgleichung denjenigen Punkt zu bestimmen, für welchen die Summe der Quadrate der Abstände dieses Punktes auf die einzelnen Richtungen ein Minimum ist. Bezeichnen also x und y die rechtwinkligen Koordinaten des so zu bestimmenden Punktes in Bezug auf ein passend gewähltes Koordinatensystem und d_1, d_2, d_3, . . . die von einem Punkt auf die verschiedenen Richtungen g_1, g_2, g_3, ... gefällten Lote, so wären x und y bestimmt aus der Bedingung $F = f(x, y) = \Sigma d^2 = \text{Minimum}$, bezw. durch die beiden Gleichungen $\delta F : \delta x = 0$, $\delta F : \delta y = 0$ oder also aus

$$[aa]\,x + [ab]\,y + [ac] = 0$$
$$[ab]\,x + [bb]\,y + [bc] = 0$$

worin die Klammergrössen die übliche Bedeutung haben.

Bemerkenswerte Angaben enthalten die Mehrzahl der Berichte über die Nebenerscheinungen des Meteorfalls. So hörte z. B. ein Beobachter in Alpnach kurz nach dem grössten Glanz des Meteors einen heftigen Knall, wie Donner, von dem sogar die Häuser erzitterten. In Sarnen und Giswil glaubte man an ein Gewitter mit Blitz und nachfolgendem heftigen Donner, trotz der grossen Kälte und dem völlig wolkenlosen Himmel. Ähnlich lauten die Berichte aus dem Berner Oberland und von Rapperswil im bernischen Seeland. Ein Bericht von Utzigen, einem Ort in etwa 10 km östlicher Entfernung von Bern, meldet, dass das daselbst beobachtete Meteor nach der Explosion in etwa ein Dutzend kleinere Stücke, die in allen Farben erglänzten und bis zu 5 Sekunden sichtbar waren, zersprang, und dass ca. $1\,^1/_2$ Minuten später ein lautes Donnern einsetzte, welches wohl etwa 2 Minuten angedauert habe. Trotz verschiedener Aufrufe in mehreren grössern Tageszeitungen beschränkten sich die eingegangenen Berichte auf das hier erwähnte Gebiet, also im wesentlichen auf den Kanton Bern. Erst im März 1927 trafen durch die freundliche Vermittlung des bekannten Meteorforschers CUNO HOFFMEISTER, dem Direktor der Sternwarte Sonneberg in Thüringen noch weitere Berichte aus Saarbrücken ein, die, nach der Zeit beurteilt, sehr wohl sich auf dieselbe Meteorerscheinung beziehen konnten. Da sie aber in wesentlichen Punkten, insbesondere hinsichtlich der Nebenerscheinungen und der Bahnmerkmale, von den oben erwähnten Angaben abweichen, muss angenommen werden, dass diese Berichte sich doch auf eine andere Meteorerscheinung beziehen, was angesichts der Schätzung verschiedener Forscher, nach denen täglich ungefähr

8,000,000 Meteore, also pro Minute deren über 5000 auf die Erde niederfallen sollen, auch nicht besonders verwunderlich wäre."

Soweit der Bericht von Prof. S. MAUDERLI. Es ist zu bedauern, dass sich aus dem, dem Astronomischen Institut zugestellten Beobachtungsmateriale offenbar die Flugrichtung und die ungefähre Form der Bahn nicht annähernd hat bestimmen lassen. Die ungünstige Fallzeit des Meteoriten musste selbstverständlicherweise die nähern Feststellungen nachteilig beeinflussen.

Über den Ort des Falles orientieren am besten die beiden Kartenausschnitte aus der Generalstabskarte 1:100,000 und aus Blatt 315 Ulmiz 1:25,000 des topographischen Atlasses der Schweiz (vergl. Fig. 1 und 2 Seite 46, hier ist die Fundstelle mit einem kleinen Kreis bezeichnet), die dieser Mitteilung mit Genehmigung der schweizerischen Landestopographie beigegeben werden. Die Fundstelle befindet sich 222 mm vom Westrand und 147 mm vom Südrand des Kartenblattes 315, sie entspricht also folgenden geographischen Koordinaten 46° 55' 50" N, 40° 51' 51" O.

Über den Niederfall des Meteors selbst konnte Dr. ED. GERBER folgende Angaben in Erfahrung bringen (vergleiche Ed. Gerber: Vorläufige Mitteilung über den Meteorstein von Ulmiz bei Murten, Kanton Freiburg, Schweiz. Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern aus dem Jahre 1927. Sitzungsbericht vom 30. Januar 1927):

„Es war am kalten Weihnachtsmorgen 1926, ungefähr 10 Minuten vor 7 Uhr. Landwirt Eberhardt, Sohn, in Ulmiz war gerade mit dem Tränken des Viehs am Brunnen vor dem Hause beschäftigt, als er ein sonderbar pfeifendes Geräusch ähnlich dem eines Schrapnells vernahm, so dass er unwillkürlich mit dem Kopf zurückschnellte. Im selben Moment sauste ein gewisses Etwas dicht neben ihm vorbei und zerschellte auf dem hart gefrorenen Hausplatz. Schwefelgeruch machte sich bemerkbar, und die Kühe flüchteten unter hohen Sprüngen in den Stall hinein. Eberhardt begab sich zum Frühstück, um nachher bei grösserer Tageshelligkeit dem sonderbaren Geschosse nachzuforschen. Mehrere Gesteinsbrocken von Nussgrösse und darunter lagen auf dem Boden; sie fühlten sich beim Zusammenlesen kalt an.

Es war ein Meteor, dessen Aufleuchten und Rollen zahlreiche Personen im ostwärts gelegenen Bernbiet (Seeland, Stadt Bern, Emmental, Oberland) ungefähr zur nämlichen Zeit beobachteten. Zwei Augenzeugen, der eine in Riederen bei Bümpliz, der andere in Mühleberg, bemerkten das Zerplatzen einer Feuerkugel in der Luft."

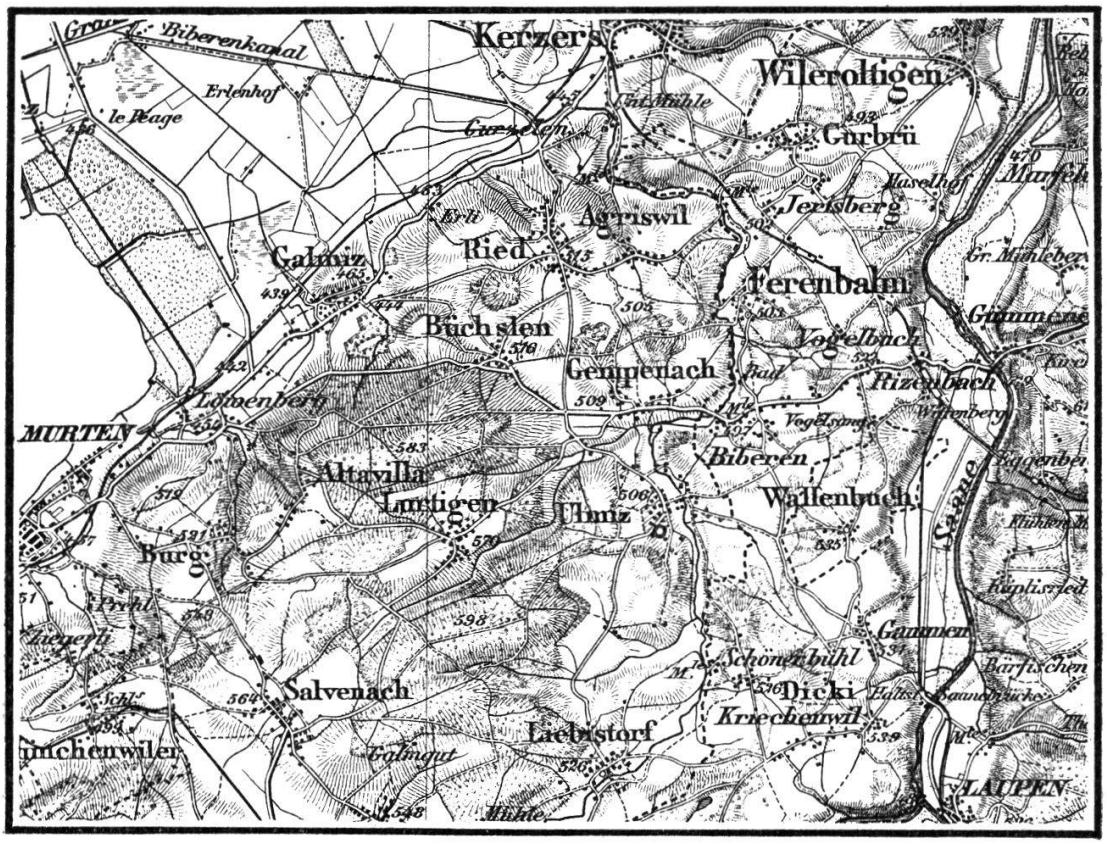

Fig. 1. 1 : 100 000

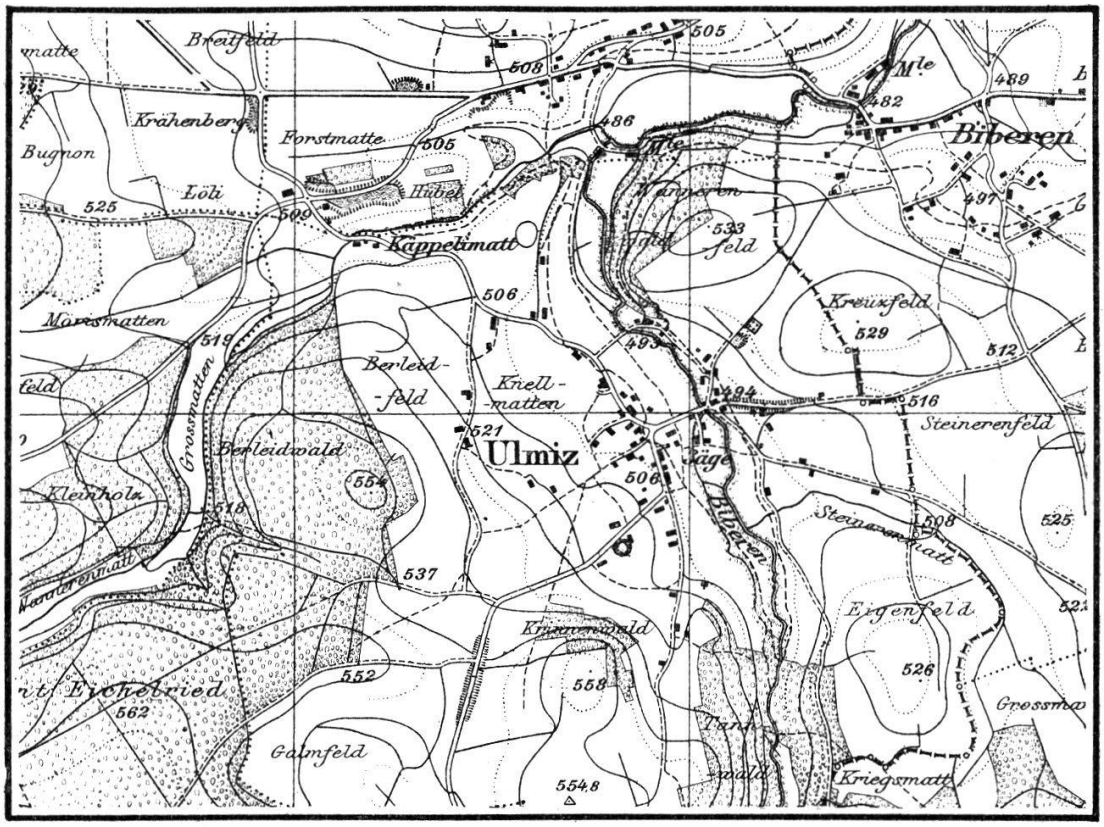

Fig. 2. 1 : 25 000

3. Aufbewahrungs-, Grössen- und Eigentumsverhältnisse der Meteoritenbruchstücke.

In Ulmiz fand man nach eifrigem Suchen 10 Bruchstücke des Meteoriten, deren Form und Grösse sich am besten aus der Photographie Bild 1, Tafel I ergibt. Das ganze Material mit Ausnahme der Stücke 2 und 10 gelangten durch Ankauf vom Finder Landwirt Eberhardt in Ulmiz in den Besitz des Naturhistorischen Museums in Bern. Davon wurde später das zweitgrösste Stück (Nr. 4) an das Musée Cantonal d'Histoire Naturelle de Fribourg abgegeben, da der Meteorit im Hoheitsgebiet dieses Kantons niedergegangen war. Folgende kurze Zusammenstellung soll in Verbindung mit Bild 1, Tafel I über die Gewichts- und Eigentumsverhältnisse und über die Verwendung der einzelnen Bruchstücke zur Untersuchung des Meteorits orientieren. Die Nummern beziehen sich auf die Bezeichnungen der Photographie:

Nr. 1. Stück dem Naturhistorischen Museum Bern gehörend. Gewicht 0,75 gr, wurde zur chemischen Analyse verwendet.

Nr. 2. Eigentum von Dr. A. Schmid, Arzt in Bern. Gewicht 15 gr. Stück als Privateigentum aufbewahrt.

Nr. 3. Dem Naturhistorischen Museum Bern gehörend. Gewicht 1 gr. Zur chemischen Analyse verbraucht.

Nr. 4. Eigentum des Musée Cantonal d'Histoire Naturelle in Freiburg. Gewicht 20 gr. Aufbewahrungsort: Museum in Freiburg.

Nr. 5. Eigentum des Naturhistorischen Museums in Bern. Gewicht 26 gr.

Nr. 6. Eigentum des Naturhistorischen Museums in Bern. Gewicht 3,5 gr. Ganzes Stück verwendet zur Herstellung von Dünnschliffen. Die Schliffe werden aufbewahrt im Naturhistorischen Museum Bern.

Nr. 7. Eigentum des Naturhistorischen Museums in Bern. Gewicht 0,75 gr. Verwendet zur chemischen Analyse.

Nr. 8. Eigentum des Naturhistorischen Museums in Bern. Gewicht 2 gr. Verwendet zur Herstellung eines Dünnschliffes und eines Anschliffes. Dünnschliff und Anschliff im Museum Bern.

Nr. 9. Eigentum des Naturhistorischen Museums Bern. Gewicht 1 gr. Verwendet zur chemischen Analyse.

Nr. 10. Eigentum von E. Scheurer-Weibel, Geschäftsführer in Lyss (Kt. Bern). Gewicht 6,5 gr. Stück vom Besitzer zur Verfügung gestellt zur Herstellung eines Anschliffes. Aufbewahrt in Privatbesitz des Eigentümers.

Das Gesamtgewicht der 10 gefundenen Bruchstücke beträgt also 76,5 gr. Von diesem Materiale sind die vier kleinsten Splitter im Gewichte von 3,5 gr für die chemische Untersuchung aufgebraucht worden. Die beiden nächst grössern Stücke im Gewichte von 3,5 gr haben fünf Dünnschliffe und einen Anschliff geliefert. Herr Scheurer-Weibel hat an dem ihm gehörenden Stücke selbst einen Anschliff angelegt, dessen Fläche zur chalkographischen Untersuchung noch aufpoliert worden ist. Durch diese Präparationen hat das Stück 1 gr an Gewicht verloren. Die mikroskopische, chalkographische und chemische Untersuchung des Meteoriten haben also 10 gr des Materiales erfordert.

Dr. ED. GERBER hat versucht die vier grössten Bruchstücke des Meteoriten wieder zu einem Ganzen zusammenzufügen und so die ursprüngliche Form des Steines wieder herzustellen (vergl. Photographie Tafel I, 2. Die Nummern entsprechen der Bezeichnung der einzelnen Bruchstücke auf Photographie 1).

Die Gestalt des Boliden ist eine dreiseitig gerundete, mit einem grössten Durchmesser (von rechts nach links) von 4,5 cm und in der Richtung von vorn nach hinten 3,85 cm messend. Doch erscheint dieses Zusammenfügen der einzelnen Bruchstücke zum ganzen Meteoriten etwas problematisch, da sie nicht restlos aneinander passen und beim Aufschlagen des Steines zuviel Material verloren gegangen ist.

II. Untersuchungsergebnisse des Meteoriten.

1. Makroskopische Untersuchung.

Nach der äussern Beschaffenheit können wir an den zur Untersuchung vorliegenden Bruchstücken des Meteoriten zwei Teile scharf von einander unterscheiden:

a) Die Schmelzrinde (Oberfläche) und
b) Das Innere des Steines (Bruchfläche).
(Vergl. Tafel I, 1 und 2, Tafel II, 1 und Tafel V, 1.)

A. Untersuchung der Schmelzrinde.

Die Schmelzrindenschicht, welche die ganze Aussenfläche des Meteorsteines umkleidet, hat eine dunkelbraune bis braunschwarze Farbe und zeigt an einigen wenigen Stellen feinfleckig verteilte bunte Anlauffarben, die besonders in bläuliche und rotviolette Töne hineinspielen. In einer drusigen Vertiefung des grössten Bruch-

stückes (Nr. 5, Museum Bern) gibt sich bei bestimmtem Einfallswinkel des auffallenden Lichtes ein heller Bronzeton von ausgesprochen metallischem Schimmer zu erkennen. Diese besondern Interferenz- und Reflexionserscheinungen haben jedenfalls ihren Grund in der Bildung feinster, sich überlagernder Schmelz- und Oxydations-Schichten an der Oberfläche des Meteoriten. Diese Oberflächenveränderungen bedingen im wesentlichen die Beschaffenheit der Rindenschicht, an der wir zwei ausgesprochen voneinander verschiedene Arten unterscheiden können, die allerdings durch untergeordnet entwickelte Übergangsformen miteinander verbunden sind.

Es lassen sich auseinander halten:

1. Die mattglänzende, ausgeglättete Oberfläche.
2. Die chagrinöse, drusige Oberfläche.
   (Vergl. Tafel II, 1 und 2, Tafel III, 2, Tafel IV, 1 und 2).

In der Farbe stimmen beide Oberflächenausbildungen miteinander überein, es ist nur die verschiedene Art des Glanzes und die wechselnde Rauheit, welche sie in ihrem katoptrischen Verhalten unterscheidet. Der Grund der verschiedenen Ausbildung aber liegt einzig in der verschiedenen Lage der beiden Oberflächenteile gegenüber der Flugrichtung des Meteoriten: Die mattglänzende, ausgeglättete Beschaffenheit entspricht der Stirnseite, die chagrinöse, drusige Oberfläche dagegen der Rückenseite des Meteoriten. Nach der Orientierung zu seiner atmosphärischen Flugbahn dürfen wir den Meteoriten von Ulmiz nach der Haidingerschen Nomenclatur zwar nicht als einen „hochorientierten", aber doch als einen deutlich „orientierten" Meteoriten bezeichnen. Bei der unregelmässig gerundeten Gestalt des Steines war ein ganz starres Innehalten der Orientierung im Fluge durch die Erdatmosphäre nicht möglich. Es scheinen geringe Drehungen und Oscillationen des Projektils stattgefunden zu haben, welche die Übergangsformen zwischen der Oberflächenausbildung 1 und 2 bedingten.

Die Oberfläche der Stirnseite hat ihren matten Glanz dadurch erhalten, dass unter dem Einfluss der Reibungs- und Kompressionswärme mit der Luft die Gesteinsoberfläche angeschmolzen worden ist, und dass diese Schmelzmassen unter dem Drucke der mit grosser Geschwindigkeit vorbeistreichenden Atmosphäre ausgeglättet wurden. Daher zeigen diese Stirnseitenteile meist auch eine flachwellig gestaltete Oberfläche (vergl. Tafel II, 1). Auf ihnen treten auch die bunten, feinfleckig verteilten Anlauffarben und der hellbronzefarbene

Metallschimmer auf, indem die an und für sich opaken, fein ausgewalzten, glatten, sich wohl auch mehrfach überlagernden Schmelzschichten metallische Reflexions- und Interferenzerscheinungen hervorrufen.

Es soll hier aber nicht unerwähnt bleiben, dass man die Ausbildung solcher irisierender Rindenteile auch auf einen ungenügenden Luftzutritt beim Schmelzprozess zurückzuführen versucht hat, und dass man solche Oberflächenpartien daher als charakteristisch für die Ausbildung der Rückenschicht erklären wollte. Die Verhältnisse des Ulmizer Meteoriten scheinen nicht für eine solche Annahme zu sprechen.

Die ursprünglichen Rauheiten der Oberfläche werden heruntergeschmolzen, gerundet und manchmal in langgezogene Wülstchen und gerundete Rippchen ausgezogen, welche in ihrem mehr oder weniger ausgesprochenen Parallelverlaufe an Fluidalstrukturen erinnern, die deutlich nach der Flugrichtung orientiert sind. Sie lassen, um mich der Tschermak'schen Ausdrucksweise zu bedienen, deutlich „Drifterscheinungen" erkennen (vergl. Tafel II, 2). Diese Oberflächenteile erhalten schliesslich bei weiterem Fortschritt des Schmelzprozesses einen lackartigen Überzug, aus dem hie und da als feinste gerundete Höckerchen einzelne angeschmolzene Eisenkörnchen hervorragen, die aber z. T. auch von einer feinen, glänzenden Oxydationsschicht überzogen sind, welch letztere für die Erzpartikelchen eine Schutzhülle gegenüber dem weitern Abschmelzen zu bilden scheint. Im allgemeinen werden die silikatischen und sulfidischen Bestandteile des Gesteines in der Schmelz- und Oxydationskruste leichter heruntergeschmolzen, wie seine metallischen Einschlüsse. Die geschmolzenen Silikate und sulfidischen Gemengteile gehen über in eine dunkle Glasmasse, die infolge des Zusammensinterns eine kompaktere Beschaffenheit aufweist, wie das unveränderte, meist stark poröse und bröckelige Gestein selbst. Als Glasmasse kann sie aber dennoch ein geringeres spezifisches Gewicht besitzen, wie die kristalline Meteoritenmasse.

Mit dieser Beobachtung stimmt auch überein, dass an der Stirnseite des Meteoriten die Schmelzrinde im allgemeinen kompakter, d. h. weniger porös erscheint, wie an seiner Rückenseite. Das oberflächliche Aussehen und die Beschaffenheit der Stirnrinde ergibt sich am besten aus den Photographien Tafel II, 1 und 2. Über das mikroskopische Aussehen der Rindenschichten wird weiter unten zu berichten

sein. Ein durchaus verschiedenes Bild von dieser mattglänzenden, ausgeglätteten Oberfläche zeigen andere Krustenteile, die nicht wie jene der Stirnseite des durch die Atmosphäre fliegenden Steines, sondern zweifelsohne seiner Rückenseite entsprechen.

Die Oberfläche der Rückenseite ist von chagrinöser, rauher Beschaffenheit und zeigt schon bei ca. 10-facher Lupenvergrösserung ein ausgesprochen drusig-löcheriges Aussehen, das sich vielleicht am besten mit der Oberfläche einer Lavabombe vergleichen lässt. Nur sind am Meteoriten die einzelnen Grübchen und Rillen, Höckerchen und Rippchen viel feiner verteilt, als wie das bei dem im Fluge durch die Luft erstarrten Lavabrocken der Fall ist. An manchen Stellen erinnert das Bild dieser Rindenteile des Meteoriten auch durchaus (natürlich abgesehen von den Grössenverhältnissen) an die granulierten Partien der Mondoberfläche. (Vergl. die Photographien Tafel III, 1 und 2, Tafel IV, 1 und 2.) Mit treffendem Ausdrucke hat BREZINA solche Rindenausbildungen als Borkenrinde bezeichnet. Die Grübchen der Oberfläche werden z. T. von einem feinzackigen, kraterähnlichen Wall umschlossen und feine, schwach glänzende, aus einzelnen kleinen Bogenelementen zusammengesetzte Rippen führen von dem einen Grübchen zum andern hinüber, oder überziehen auch in einem unregelmässig engmaschigen Netz die Schmelzrinde, die dadurch in diesen Partien ein fein blatternarbiges Aussehen bekommt. (Tafel IV, 1 und 2.)

Auf dieser mattgranulierten Rückenoberfläche treten mit stärkerem, dunkelmetallischem Glanze auch zahlreiche kleinste Pünktchen hervor, die aber doch infolge ihrer Kleinheit den Gesamtglanz dieser Oberflächenteile nur wenig zu erhöhen vermögen. Diese stärker glänzenden Pünktchen entsprechen den feinen Körnchen metallischen Eisens, die in unregelmässiger Verteilung reichlich als Gesteinsgemengteile vorhanden sind. Sie sind an ihrer Aussenfläche meist von einer dünnen dunklen Oxydationsschicht überzogen. Am deutlichsten sind diese glänzenden Pünktchen in den Übergangszonen zwischen Stirnrinde und Rückenrinde wahrzunehmen. (An der „Seitenrinde" Brezinas.)

Diese Übergangsformen zwischen der Oberflächenausbildung der Stirnseite und der Rückenseite prägen sich bei starker Lupenvergrösserung, oder schwacher Mikroskopvergrösserung dadurch besonders aus, dass gerade in ihnen diese dunkel glänzenden Pünktchen sich aus der Oberfläche mehr und mehr herausheben, d. h. deutlicher

und deutlicher zum Ausdruck kommen, und dass in umgekehrtem Verhältnis die zwischen den angeschmolzenen Erzkörnchen liegenden Rauheiten sich mehr und mehr ausebnen, bis zum schliesslichen Übergang zur glatten Stirnfläche. Es lässt sich an einigen Stellen dieser Übergangszone auch verfolgen, wie die fein verteilten Glanzpünktchen zu grössern kugeligen Erhebungen zusammenschmelzen, die sich gelegentlich als gut ausgebildete Halbkügelchen der Meteoritenoberfläche einlagern.

Die Übergangszonen zwischen der mattglänzenden und der chagrinösen Oberflächenausbildung ordnen sich an den zur Untersuchung vorliegenden Bruchstücken des Meteoriten ausgesprochen an den stark gerundeten Kanten an, die von der Stirnseite zur Rückenseite hinüberführen. (Vergl. Tafel II, 1).

Die Ursachen für die eigenartige Ausgestaltung der Rückenseite des Meteoriten können hauptsächlich in zwei Tatsachen gesucht werden:

Die blatternarbige Oberflächenbeschaffenheit der Schmelzrinde kann erstens dadurch zu Stande gekommen sein, dass die kraterähnlichen Vertiefungen mit ihren Umwallungen durch das Entweichen von Gasen (H_2, CO_2, CO, N_2 und CH_4 sind in Steinmeteoriten häufig nachgewiesen worden) beim Schmelzen des Gesteines gebildet wurden, so dass also eine Art von Explosionskrateren in kleinstem Stile vorliegen würde. Dabei soll dahingestellt bleiben, ob diese Gase im Gestein selber eingeschlossen waren, oder ob es sich um gasförmige Oxydationsprodukte handelt, die beim Schmelzen der Kruste in Berührung mit der Atmosphäre entstanden sind. Beide Möglichkeiten liegen vor.

Zweitens aber kann sich die drusig-löcherige Rindenbeschaffenheit auch herausgebildet haben unter dem Einfluss der saugenden Wirkung der Luft, die bei der grossen Geschwindigkeit, mit welcher der Meteorit die Atmosphäre durchfliegt, im luftverdünnten Raume hinter dem Projektil zu Stande kommt. Die unregelmässig netzartig verlaufenden Rippchen und die zackig umwallten rundlichen Vertiefungen lassen sich gut als Effekte einer solchen Saugwirkung verstehen.

Die vertretenen Auffassungen über die Entstehung und die verschiedene Ausbildung der Schmelzrinde an der Stirn- und Rückenseite des Meteoriten stehen in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen über

Die Rindendicke. Diese lässt sich im allgemeinen mit genügender Schärfe ausmessen, weil die Kruste gegenüber der innern unveränderten Gesteinsmasse meist in scharfer Linie abgegrenzt ist (vergl. Tafel V, 1). Diese Tatsache lässt im Vergleiche mit dem thermischen Leitungsvermögen des Meteoritenmaterials darauf schliessen, dass die Erhitzungszeit eine recht kurze gewesen sein muss. A. F. SUNDELL (vergl. Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie Bd. 3, pag. 264) hat dafür einen Mittelwert t = 1,06 sec. herausgerechnet.

Die Krustendicken bewegen sich im allgemeinen zwischen den Grenzen von 0,25—0,50 mm. An wenigen Stellen wurden extreme Werte von 0,07 mm im Minimum und 0,73 mm im Maximum gemessen. Diese verschiedenen Rindendicken stehen, soweit das an dem spärlichen Beobachtungsmaterial festgestellt werden konnte, in bestimmter Beziehung zu der Oberflächengestaltung der Kruste:

Die niedrigen Werte beziehen sich im allgemeinen auf die mattglänzende Krustenausbildung der Stirnseite, die grössern Dicken dagegen haben sich in den chagrinös-drusigen Krustenteilen der Rükkenseite vorgefunden. Infolge der Reibung mit der Luft sind also offenbar die geschmolzenen Massen der Kruste entgegengesetzt der Flugrichtung des Steines von der Stirnseite rückwärts geflossen und haben sich auf der Rückenseite angestaut. Durch mehr oder weniger deutlich parallel der Flugrichtung verlaufende Wülstchen und Rillen wird diese Fliessrichtung deutlich zum Ausdruck gebracht (vergl. Tafel II, 1 und 2). Ein solches aufeinanderfolgendes dünnschichtiges Überströmen einzelner Schmelzlagen mag auch die Ursache des irisierenden Farbenglanzes und des Bronzeschillers sein.

Eine Verdickung der Schmelzrinde konnte auch in den flachmuscheligen Vertiefungen beobachtet werden, die sich auf der Stirnseite vorfinden. Durch den Luftdruck sind die Schmelzmassen auch in diese Einbuchtungen hineingestaut worden. Einer solchen Stelle entspricht die maximale beobachtete Rindendicke von 0,73 mm. Dieses Hineinpressen des schmelzflüssig gewordenen Krustenmateriales kommt noch ausgesprochener zum Ausdruck, da, wo die Schmelze der Kruste in gezackter Suturlinie, oder in einzelnen Zähnchen und Apophysen und in bis 0,5 mm breiten Spaltenausfüllungen 2—3 mm tief in die unveränderte Gesteinsmasse des Meteoriten eindringt. Man gelangt hier direkt zu der Vorstellung, als ob der Luftdruck der Gesteinsschmelze als Injektionsdruck gedient hätte. Solche „Injektionsäderchen" konnten nur an der Stirnseite des Meteoriten festgestellt werden.

Die sogenannten schwarzen Adern sind eine bekannte Erscheinung an den Chondrit-Meteoriten, wie ein solcher in dem Stein von Ulmiz vorliegt. Es handelt sich dabei um eine Spaltenbildung, wohl infolge starker und rascher lokaler Erhitzung (beim Fluge durch die Erdatmosphäre) der, im Weltenraum auf tiefe Temperaturen abgekühlten silikatischen Gesteinsmassen. Die so hervorgerufenen Spannungsdifferenzen vermögen die Gesteinsfestigkeit zu überschreiten. Vielleicht sind auch kosmische Kollisionen für solche örtliche Zerspaltungen verantwortlich zu machen. Durch die gleichen Ursachen müssen jedenfalls z. T. auch die breccienartigen Trümmerstrukturen erklärt werden, die so oft an den Chondriten und auch am Ulmizer Meteoriten in ausgesprochenster Weise auftreten. Es wird darüber weiter unten bei der makroskopischen und mikroskopischen Untersuchung des Gesteinsinnern Näheres zu berichten sein. Hier sollte nur kurz auf die Entstehung der schwarzen Adern hingewiesen werden, die sich schon mit Hilfe der Lupe (ca. 10-fache Vergrösserung) leicht an der Stirnseite beobachten lassen. Sie werden also aufgefasst als Ausfüllungen der feinen Zerreissungs- und Zertrümmerungsspältchen durch die schwarze glasige Schmelzmasse der Rindenschicht.

Es soll ferner auch noch einer Oberflächenerscheinung kurz Erwähnung getan werden, die zwar nur an einer Stelle des Ulmizer Meteoriten beobachtet werden konnte (Bruchstück Nr. 2, vergl. Tafel I, 1 und Tafel III, 1), aber in höchst auffälliger Weise in die Augen springt: Im rauhen, chagrinösen Oberflächenanteil findet sich eine vollkommen halbkugelförmige Vertiefung von 4 mm Durchmesser und 2 mm Tiefe, deren Oberfläche fast frei von Schmelzrinde ist, nur am aequatorialen Rande der halbkugeligen Vertiefung ist die Schmelzmasse der Kruste in kleinen lavastromartigen Wülstchen in den Hohlraum hineingeflossen. Es kann sich diese Oberflächenform wohl nur durch das Herausfallen eines Chondrums (kugelförmige Mineralaggregate der Steinmeteoriten) gebildet haben und zwar muss diese Lostrennung des Kügelchens vom übrigen Gesteinsverbande beim Fluge durch die Luft geschehen sein, sonst wäre der negative Hohlraum nicht von seinem Rande aus noch mit Krustenschmelzmasse überflossen worden. Beim Auflesen der Meteoritenbruchstücke unmittelbar nach dem Falle fühlten sich dieselben aber schon vollständig kalt an. Ihre Abkühlung muss also rasch stattgefunden haben, was auch leicht zu verstehen ist, wenn man weiss, dass sich die rapide Erhitzung nur auf die oberflächlichsten Teile des Meteoriten erstreckt.

Die Tatsache, dass die Vertiefung sich auf der Rückenseite des Steines findet, lässt vermuten, dass dieses grosse Chondrum, das offenbar mit dem übrigen Gesteine nicht in allzufestem Verbande gestanden hat (die Lostrennungsfläche ist fast vollständig glatt) durch die saugende Wirkung des luftverdünnten Raumes aus der Rückseite des Meteoriten herausgerissen worden ist.

Solche Überlegungen führen uns zur Untersuchung und zu Erklärungsversuchen der Oberflächenskulptur des Meteoriten.

Erklärung der Oberflächenskulptur. Die Stirnseite zeigt flachwellig-muschelige bis näpfchenförmige Oberflächenskulptur (vergl. Tafel II, 1 und 2), während die Rückenseite ebenflächiger ausgebildet ist (vergl. Tafel III, 1 und 2, Tafel IV, 1 und 2). Man hat diese verschiedene Oberflächenentwicklung der Meteoriten in verschiedener Weise zu erklären versucht:

Ein Grund für die ungleiche Ausbildung könnte gegeben sein in der grössern oder geringern Ursprünglichkeit der Bruchflächen, derart, dass die primären Begrenzungsflächen als die am meisten abgeschmolzenen und daher am meisten geglätteten erscheinen müssten, die tertiären Bruchflächen dagegen als die rauheren, d. h. muscheligen-chagrinösen Oberflächenteile. Die sekundären würden die Übergangsformen zwischen beiden bilden. Im vorliegenden Falle können wir uns kaum auf diese Erklärungsweise stützen, denn gerade die stark angeschmolzenen Oberflächenpartien zeigen die näpfchenförmigen Skulpturen, die Rückenseitenteile erscheinen ebenflächiger. Die Übergangsformen zwischen Stirn- und Rückenseite finden sich überall an den umbiegenden Kanten, es ist nicht denkbar, dass sich gerade immer hier die sekundären Bruchflächen angelegt hätten.

Eine zweite Erklärungsweise für die Ausbildung der Oberflächenskulpturen ist gegeben worden einerseits von A. DAUBRÉE in seiner Piëzoglyptentheorie und andernseits in neuerer Zeit durch F. BERWERTH in seiner Auffassung der Rhegmaglypten.

DAUBRÉE lässt die grübchenförmige Oberflächengestaltung entstehen durch die erosive Kraft, der auf die Brustfläche des Meteoriten anstürmenden und in Wirbelbewegung befindlichen heissen komprimierten Luftgase. Durch dieses Anstürmen der hocherhitzten Atmosphäre gegen die Meteoritenoberfläche sollen also nach seiner Meinung ihre muscheligen Vertiefungen herausgearbeitet werden. (Piëzoglypten = durch Druck ausgehöhlt.)

Anders erkennt BERWERTH die Ursache der Näpfchen- und Grübchenbildung in dem splitterig-muscheligen Herausbrechen oberflächlicher Gesteinspartien und in einer nachträglichen Abrundung der so entstandenen Bruchformen durch das Anschmelzen beim Fluge durch die Atmosphäre. (Rhegmaglypten = durch Bruch ausgehöhlt).

Für den Meteoriten von Ulmiz scheint die Piëzoglypten-Erklärungsweise insofern die zutreffende zu sein, als die drusig-muschelige Oberflächenskulptur fast ausschliesslich nur an der Stirnseite des Steines auftritt. Dagegen wäre, wie oben schon hervorgehoben wurde, die halbkugelige Vertiefung auf Bruchstück 2 (vergl. Tafel I, 1, Nr. 2 und Tafel III, 1) mit F. BERWERTH als Rhegmaglypte, d. h. durch Herausbrechen eines Chondrums entstanden, aufzufassen.

In der Ausbildung der Oberfläche bleibt nur noch eine Erscheinungsform zu erwähnen übrig, nämlich das an zwei oder drei Stellen (zwei dieser Oberflächenteile grenzen direkt aneinander) zu beobachtende Absprengen von Krustenteilen, das jedenfalls im letzten Momente des Falles, d. h. beim Aufschlagen auf den hart gefrorenen Erdboden stattgefunden hat, denn es hat sich an diesen Stellen nicht der geringste Anflug einer neuen Schmelzrinde zu bilden vermocht. (Vergl. Tafel III, 1 und Tafel V, 1).

Unter diesen losgelösten Krustenteilen lassen sich sehr gut die Begrenzungsverhältnisse zwischen der Kruste und dem Gesteinsinnern feststellen. Es zeigt sich, dass die Abgrenzung beider Teile, wenigstens für die Lupenbeobachtung, eine scharfe ist. Eine leicht angerostete dünnste Zwischenschicht führt fast unvermittelt von der Rinde zum Kerne über. Besonders auffällig ist, dass gerade unter diesen abgesprengten Krustenstücken die innere Gesteinsbeschaffenheit eine andere ist, wie im allgemeinen Gesteinsbestande. Die Gesteinsfarbe ist hier auffallend hell, milchig weiss mit eingestreuten hellgrünlichen Körnchen (wahrscheinlich Olivin) durchsetzt. (Vergl. Tafel I, 1, Nr. 2 und Tafel III, 1). Das Gestein erscheint an diesen Stellen silikatreicher und ausgesprochen erzarm, im besondern treten die Körnchen und Flitterchen des metallischen Eisens und vor allem die dunkle Glasmasse stark zurück. Das ist vielleicht auch der Grund, warum gerade hier die Rinde offenbar weniger fest am Kerne gehaftet hat und daher weggesprungen ist. Wie das Eisen in einer Eisenbetonkonstruktion, so mögen auch hier die zackigen Eisenflitterchen und eventuell auch die Glasäderchen, die von der Kruste ins Gesteinsinnere eindringen, dem Zusammenhalt zwischen Rinde und Kern eine grössere Verband-

festigkeit verliehen haben. Diese Olivin- und Enstatit-reichen Schlieren, um solche handelt es sich wohl, reichen kaum mehr als einen halben Millimeter ins Gestein hinein. Möglicherweise kann es sich in der hellen Unterschicht auch um eine übermässig starke Entwicklung der sog. „Saugzone" der Kruste handeln, von der nur die eigentliche „Schmelzrinde" abgesprungen ist (weiteres darüber vergl. unten bei der mikroskopischen Untersuchung des Meteoriten). Eine genauere Untersuchung dieser Verhältnisse ist wegen der Spärlichkeit des Materiales nicht möglich.

Durch diese Beobachtungen werden wir geführt zur

B. Makroskopischen Untersuchung des Innern des Meteoriten.

Die Rinde umkleidet die ganze Aussenfläche des Meteoriten in dünner, konzentrischer Schicht, so dass die wirkliche, unveränderte Gesteinsbeschaffenheit d. h. das Innere des Steines nur an den beim Aufschlagen entstandenen Bruchflächen und unter den abgesprengten Krustenteilen hervortritt. Für die Beobachtung mit dem unbewaffneten Auge zeigt das Innere des Meteoriten ein unruhig-fleckiges Aussehen, das insgesamt einen aschgrauen Farbenton aufweist (vergl. Tafel V, 1 und 2). Die fleckige Beschaffenheit, die dem Gesteine einen tuffartigen Charakter verleiht, ist in erster Linie bedingt durch das Hervortreten von gerundeten, oder auch unregelmässig gestalteten und vollkommen ungleichmässig verteilten weisslichen Partien und durch das Auftreten von viel selteneren schwarzen, ebenfalls unregelmässig umgrenzten Einschlüssen. Beide heben sich in unruhig wirkendem Kontraste von der mausgrauen Grundmasse ab (vergl. das Übersichtsbild Tafel I, 1 und die Photographien Tafel V, 1 und 2).

Die hellen Flecken lassen bei Betrachtung mit der Lupe z. T. eine mehr oder weniger einheitliche Beschaffenheit erkennen, sie besitzen rundliche Umgrenzungen von Durchmessern bis zu 1 mm, z. T. lassen sie sich aber bereits schon bei ca. 10-facher Vergrösserung in feinkörnige Aggregate von weisslichen und hellgrünlichen Mineralkörnern auflösen und erreichen dann Durchmesser von 2—3 mm. In beiden Fällen handelt es sich um sogenannte Chondren-Durchschnitte, wie sie weiter unten bei der mikroskopischen Untersuchung noch näher zu beschreiben sein werden.

Diese Chondren erscheinen bisweilen auf den Bruchflächen des Meteoriten nicht durchgebrochen, sondern sind mit ihrer ganzen

Peripherie blossgelegt. Sie stellen in diesem Falle kugelige, oder ovale, oder nierige Gebilde dar und haben dann gewöhnlich nicht eine weissliche, sondern schmutzig grüne bis dunkel grau-grüne Farbe. Die selteneren schwarzen Flecken besitzen viel unregelmässigere Formen und ihre dunkelbraune bis schwarze Masse lässt sich unter der Lupe nicht weiter auflösen. Ihre Bruchflächen zeigen muscheligen Bruch und matten Glanz. Bei diesen dunklen Einschlüssen dürfte es sich daher wohl meistens um Glasmasse handeln.

In den randlichen Partien des Meteorits und entlang seinen Sprüngen machen sich auch vereinzelte rotbraune Rostflecken von bis 1 mm Durchmesser bemerkbar.

An der Beschaffenheit des Gesteinsinnern fällt ausserdem noch ganz besonders das reichliche Vorhandensein von unregelmässig gestalteten, hell metallisch glänzenden Erzkörnchen ins Auge, die feinflimmernd aus den Gesteinsbruchflächen herausleuchten. Es handelt sich hier z. T. um metallisches Eisen, oder auch um Troilit-Körnchen, die beide zusammen den silikatischen Anteil des Gesteines ganz durchspicken. Die Eisenausscheidungen durchziehen dasselbe auch in einzelnen feinen Zügen. An einer Stelle des Bruchstückes Nr. 2, wo die Kruste nicht ganz vollständig weggesprengt ist, sondern ihre Unterschicht noch an der Oberfläche klebt, hat in dieser eine Anreicherung von feinen bronzebraunen bis tombackbraunen Erzkörnchen stattgefunden; es dürfte sich hier um Troilit oder um Pentlandit handeln, jedenfalls um eine Schwefelverbindung des Fe oder des Ni.

Dieses weitverbreitete Auftreten sulfidischer Erze unmittelbar unter der Rindenschicht ist eine Erscheinung, die an Meteoriten oft festgestellt worden ist. Sie erklärt sich aus der Tatsache, dass durch Erhitzung von der Peripherie her im besondern die Eisensulfide infolge ihres niedrigen Schmelzpunktes gegenüber den silikatischen Gesteinsgemengteilen[1]) von der Schmelzkruste des Meteoriten in tiefere Schichten desselben hineingetrieben werden und sich hier anreichern, ähnlich wie ein auf einer Messerklinge erhitzter Paraffintropfen von der Flamme wegwandert.

Endlich treten im makroskopischen Gesteinsbilde noch ganz vereinzelte feinste schwarze Äderchen hervor, die in unregelmässigem

---

[1]) Die Schmelzpunkte der in Betracht fallenden Gesteinskomponenten sind folgende: FeS als Troilit und Magnetkies 1170°, Enstatit 1370°, Olivin (von mittlerem Fe-Gehalt) ca. 1400°, metallisches Eisen 1600° C.

Verlaufe das Gestein durchsetzen. Es handelt sich hier um Glasmasse, die als letzte Ausscheidung feine Spaltrisse des Gesteines ausgefüllt hat.

Verbandsverhältnisse des Gesteines. Im allgemeinen ist das Gestein trotz seiner tuffartig-brecciösen Struktur ziemlich verbandfest, so dass da, wo der Meteorit mechanisch intakt geblieben ist, ein Zerbrechen mit den Fingern kaum gelingen dürfte. Dagegen lassen sich die rauhen, höckerigen, z. T. splitterigen Bruchflächen mit dem Messer leicht ritzen und schaben, wie sie überhaupt eine matte, erdige Beschaffenheit aufweisen.

An manchen Stellen hat die Verbandfestigkeit des Gesteines aber durch das Aufprallen des Meteoriten auf den hartgefrorenen Boden stark gelitten, so dass unregelmässig kantige Bruchstücke durch feine Sprüngchen von der Hauptgesteinsmasse schon halb losgelöst erscheinen. Es muss daher der Bruch des Gesteines als ein splitterig-bröckeliger bezeichnet werden.

Diese spröde Gesteinsbeschaffenheit kommt auch im Dünnschliff besonders zum Ausdruck, indem die Schliffe trotz vorausgehender besonderer Präparation der Schleifsplitter und trotz sorgfältigsten Schleifens, infolge Ausbrechens von Gesteinsmasse und ganz besonders der metallischen Bestandteile zahlreiche Löcher aufweisen.

C. Untersuchung der magnetischen Eigenschaften.

Durch seinen hohen Gehalt an metallischem Eisen und an Troilit (Magnetkies) und vielleicht z. T. auch wegen der geringen Nickelführung wirkt das Gestein stark attraktiv auf die Magnetnadel. Entsprechend der ganz ungleichmässigen Verteilung jener Metall- und Erzbestandteile wechselt aber in verschiedenen Gesteinspartien auch die Intensität der magnetischen Eigenschaften. Besonders scheinen manche Krustenteile stärker auf die Magnetnadel einzuwirken. Genaue quantitative Messungen über die Verteilung des Magnetismus können leider wegen der Spärlichkeit des Untersuchungsmateriales nicht durchgeführt werden.

Weitere und eingehendere Aufschlüsse über die Gesteinsbeschaffenheit des Ulmizer Meteoriten vermag uns seine mikroskopische Untersuchung zu geben.

2. Mikroskopische Untersuchung.

Die mikroskopische Untersuchung konnte sowohl im durchfallenden, wie auch im auffallenden Lichte (chalkographische Unter-

suchung) durchgeführt werden. Für die erstere Untersuchungsmethode standen fünf Dünnschliffe, für die letztere zwei Anschliffe zur Verfügung.

A. Untersuchung im durchfallenden Licht.

Zur Erlangung des mikroskopischen Untersuchungsmateriales wurden die beiden kleinen Bruchstücke Nr. 6 und Nr. 8 (vergl. Tafel I, 1) geopfert. Schleifsplitter Nr. 6 wurde zur Herstellung einer Schliffserie von vier Schliffen vollständig zerschnitten und verschliffen. Dabei wurde darauf Gewicht gelegt, durch Vorpräparation des Schleifsplitters und durch sorgfältiges Einbetten beim Schleifen auch die Rinde mit in die Schliffe zu bekommen, was aber nur zum Teil und auf Kosten der Dünnheit der Schliffe gelang. Dieser Schleifsplitter bot ausserdem den Vorteil, dass er auf der einen Seite von der glatten Rindenschicht (Stirnseite), auf den übrigen dagegen von der granulierten Oberfläche (Rückenseite) begrenzt war. Der Schleifsplitter Nr. 8 wurde in der Weise ausgenützt, dass nach seiner grössten Begrenzungsfläche, d. h. parallel der Bildebene der Photographie eine Dünnschlifflamelle heruntergeschnitten wurde, die keine Rindenteile enthielt und deshalb (weil es sich nicht darum handelte jedes Abfallen randlicher Partien zu vermeiden) auf normale Schliffdicke (0,02 mm) gebracht wurde, um die strukturellen Verhältnisse des nicht sehr durchsichtigen Gesteines mit möglichster Klarheit und Schärfe übersehen zu können. Der Rest dieses Splitters fand Verwendung zur Herstellung eines Anschliffes, d. h. zur chalkographischen Untersuchung. Zu diesem Zwecke stellte auch Herr E. SCHEURER-WEIBEL in dankenswerter Weise das ihm gehörende Bruchstück (Nr. 10), das er selbst an einer möglichst ebenen Bruchfläche angeschliffen hatte, zur Verfügung.

Die mikroskopische Untersuchung im durchfallenden Lichte bezog sich einerseits auf die Untersuchung der Rinde und andernseits auf das Innere des Meteoriten.

a) Untersuchung der Rinde. Trotz vorsichtigsten Schleifens ist, wie bereits erwähnt, die Schmelzrinde in den vorliegenden Dünnschliffen doch nur teilweise erhalten geblieben. Entweder ist sie ganz abgefallen, oder die Schliffe enthalten nur noch die innern Zonen derselben. Weitere Unregelmässigkeiten für das Aussehen des mikroskopischen Bildes der Rinde ergeben sich daraus, dass entsprechend dem welligen und höckerigen Verlaufe der Rindenoberfläche

die verschiedenen Krustenteile von der Schlifflage bald senkrechter, bald schiefer zur Meteoritenoberfläche getroffen sind, so dass sich die einzelnen Zonen der Rinde in verschiedener Breite und verschiedener Ausbildung in die Schliffebene projizieren.

Die beobachtete Dicke der Rindenschicht ist auch bei möglichst senkrechter Lage des Schnittes zur Oberfläche beträchtlichen Schwankungen unterworfen, sie bewegt sich im allgemeinen innerhalb der Werte von 0,25—0,50 mm. (Vergl. Tafel VI, 1 und 2). Überschreitungen dieser Normalwerte nach oben und nach unten sind aber häufig zu beobachten. Wo die ganze Rinde im Schliffe erhalten geblieben ist, lassen sich an ihr deutlich die drei Tschermak'schen Zonen unterscheiden. Es folgen sich von aussen nach innen: Die „Schmelzrinde" im engern Sinne des Wortes, die „Saugzone" und die „Imprägnationszone". (Vergl. F. BERWERTH: Fortschritte in der Meteoritenkunde seit 1900 in Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. Bd. 3, pag. 263, 1913 und E. COHEN: Meteoritenkunde, Bd. II, pag. 113 und folg. 1903).

Die Schmelzrinde im engern Sinne des Wortes erscheint im durchfallenden Lichte schwarz bis dunkelbraun-schwarz. Sie lässt also recht wenig Licht durch, nur bei sehr intensiver Lichtquelle (Licht einer 200 W-Lampe durch Linse auf den Mikroskopspiegel konzentriert) schimmern einzelne Pünktchen schwach durch die sonst opake Schicht hindurch. Die mittlere Dicke der „Schmelzrinde" beträgt 0,10—0,15 mm. Davon erscheint eine innere Zone von ca. $^1/_5$ der Dicke der ganzen „Schmelzrinde" etwas besser lichtdurchlässig, sie hat im durchfallenden Lichte eine dunkel gelb-braune Farbe. Bei 200—250-facher Vergrösserung löst sich dieser innere Teil der „Schmelzrinde" auf in ein wirrstrahliges Aggregat von feinsten Faserbündeln, deren Kriställchen parallel der Faserrichtung eine deutliche Spaltbarkeit besitzen. Aber auch bei der stärkst zulässigen Vergrösserung waren diese Kristallnädelchen optisch nicht mit Sicherheit zu bestimmen. Die Fäserchen zeigen, wo sich das genügend deutlich feststellen lässt, eine gerade Auslöschung und besitzen eine positive Hauptzone. Meistens aber weisen sie zwischen gekreuzten Nicols feinste unregelmässig-faserige Aggregatspolarisation auf. Nach seinem ganzen Habitus und nach der Stärke der Doppelbrechung möchte man das Mineral am ehesten für Hypersthen halten, ein schwacher Pleochroismus von farblos (Längsrichtung der Fasern) zu leicht olivgrün (Querrichtung) ist zu bemerken. Die grössten Faserbündel haben

eine Länge von 0,02 mm, sie reichen daher durch die ganze Querausdehnung dieser Zone, die sich zwischen 0,02 und 0,03 mm bewegt, hindurch. Nach ihrem strukturellen Aufbau möchte ich diese Zone als „Faserzone" bezeichnen. Die Dicke der einzelnen Bündel geht maximal bis zu 0,007 mm. Die Abgrenzung der Faserzone nach aussen und nach innen ist keine scharfe, sondern die beidseitigen Übergänge erfolgen allmählig, nach aussen zu der opaken „Schmelzrinde", nach innen zu der klardurchsichtigen „Saugzone".

Der mineralogische und strukturelle Charakter der Faserschicht ist vollständig verschieden von der übrigen Zusammensetzung des Meteoriten. Es muss sich daher wohl um eine Umkristallisation des Meteoritenmateriales handeln. Da die äussere Schicht der Schmelzrinde offenbar als wärmeisolierende Hülle wirkte, war die Abkühlung der innern Rindenteile eine genügend langsame, so dass sich hier eine Neukristallisation des geschmolzenen Gesteines vollziehen konnte. Diese Umkristallisation scheint zu einem eisenreichen Gliede der Reihe der rhombischen Pyroxene geführt zu haben. Entsprechend der relativ raschen Umkristallisationsgeschwindigkeit ist die Struktur dieser Faserschicht eine divergentstrahlige und sehr fein kristalline. Die photographische Wiedergabe dieser Faserschicht wollte wegen der zu grossen Schliffdicke und wegen der starken erforderlichen Vergrösserung, selbst unter Anwendung von Apochromaten nur unvollkommen gelingen. Es bedarf daher wohl der Entschuldigung, wenn ein solcher unvollkommener Aufnahmeversuch reproduziert wird. (Vergleiche Tafel VII, 1).

Weitere Einzelheiten über den Aufbau der Schmelzrinde ergeben sich bei der Untersuchung der Dünnschliffe in ganz schief auffallendem Lichte, z. T. in Verbindung mit der durchfallenden Beleuchtung. Bei dieser Untersuchungsmethode treten erstens die Begrenzungsverhältnisse der Rinde nach innen und nach aussen viel schärfer und detailreicher hervor und besonders gelangen die Unterschiede zwischen der Schmelzkruste der Stirnseite und derjenigen der Rückenseite deutlich zum Ausdruck. Bei wenig schiefem Querschnitt beider Krustenteile ergaben sich zwischen ihnen folgende Unterschiede:

An der Stirnseite (glatte Kruste) wurde die aussergewöhnlich geringe Rindendicke von nur 0,045 mm gemessen. Die Abgrenzung nach innen und aussen ist eine sehr scharfe und geradrandige. An der Rückenseite (granulierte Kruste) ergab sich eine Rindendicke von 0,24 mm, also ein rund fünfmal so grosser Wert, wie bei der Stirn-

rinde. Die Abgrenzungslinie nach innen ist hier weniger scharf, der Übergang wird vielmehr durch die gut ausgebildete Faserschicht allmählig vermittelt. Auf der Stirnseite tritt diese Faserschicht, so weit das beobachtet werden konnte, weniger deutlich hervor, da hier offenbar die Kontraste zwischen stärkster Erhitzung und rascher Abkühlung viel schroffer waren. Ebenso beobachten wir überall da, wo Eisenkörner von innen in die Schmelzrinde hineinragen eine sehr scharfe Abgrenzungslinie zwischen Kruste und metallischem Eisen. An solchen Stellen ist die Faserschicht nicht zur Ausbildung gelangt. Infolge des guten thermischen Leitungsvermögens des Eisens muss hier sowohl die Erhitzung, wie auch die Abkühlung zu rasch fortgeschritten sein, als dass die silikatischen Schmelzmassen zu einer Neukristallisation hätten gelangen können. An einigen Stellen liess sich auch feststellen, dass sich wegen den stark voneinander abweichenden thermischen Ausdehnungskoeffizienten von metallischem Eisen und silikatischem Glase bei der raschen Abkühlung der Rinde zwischen beiden feine, scharf verlaufende Risse gebildet haben.

Das mikroskopische Bild zeigt auch deutlich, dass die Eisenkörner schwerer angeschmolzen worden sind (Sm-P. des Fe 1600°, der in Betracht kommenden Silikate ca. 1400°), wie die silikatischen Gesteinsgemengteile, denn sie ragen sehr häufig kuppelförmig von innen in die Schmelzrinde hinein und an die Meteoritenoberfläche heraus. Doch erreichen sie die Aussenfläche selbst nirgends, sondern sind immer noch von einer feinen schwarzen Glashülle überkleidet. Das ist der schwarz glänzende emailartige Überzug, der schon bei der makroskopischen Betrachtung, die über die Kruste emporragenden Eisenhöckerchen so auffällig erscheinen lässt.

Sehr gut kommt im schief auffallenden Lichte die Beschaffenheit der Aussenfläche der Schmelzrinde (Oberfläche des Meteoriten) zum Ausdruck: An ihrer äussersten Peripherie ist die sonst schwarze Kruste leicht angerostet und zeigt daher, sofern die äussersten Teile im Schliffe überhaupt erhalten geblieben sind, einen feinen braungelben Überzug. Doch nicht nur die Farbe, sondern auch die Formgestaltung ist für die Rindenoberfläche bezeichnend.

Besonders charakteristisch erweist sich die Oberflächenbeschaffenheit der Schmelzrinde auf der Rückenseite des Meteoriten. Sie zeigt hier eine schlackig-blasige Ausbildung. (Vergl. Tafel VII, 2). Die rundlich, bisweilen traubig gestalteten Blasenräume befinden sich im allgemeinen mit der äussern Umgebung des Meteoriten in freier

Verbindung. Nur selten treten einzelne kleine Bläschen in tiefern Teilen der Schmelzrinde auf, so dass sie, soweit das aus dem ebenen Schnitt des Dünnschliffes geschlossen werden darf, nach aussen hin nicht offen stehen. Diese tiefer liegenden Bläschen entfernen sich aber nie weit von der Oberfläche und sind immer kleiner wie die oberflächlichen blasigen Hohlräume, so dass man unbedingt den Eindruck erhält, die Bläschenbildung sei auf die Tension der hocherhitzten Gasinklusionen der Rindenschicht zurückzuführen. Dabei mag freilich die Saugwirkung des luftverdünnten Raumes hinter dem fliegenden Meteoriten die Blasenbildung wesentlich mit unterstützt haben. Soweit die Blasenräume mit der Aussenatmosphäre in Verbindung stehen, sind auch sie von der oben erwähnten braun-gelben dünnen Oxydationsschicht ausgekleidet. Wo sie dagegen nach aussen abgeschlossen erscheinen, fehlt ihnen dieser Rostüberzug.

Die Bläschen erreichen Durchmesser von höchstens 0,06 mm. Durch ihre dichte Aneinandergruppierung verleihen sie der Rindenoberfläche bei ca. 100-facher Vergrösserung dasselbe näpfchenförmige, drusige Aussehen, wie es schon bei der makroskopischen Betrachtung für die Rückenseite des Meteoriten meistens charakteristisch erscheint (vergl. weiter oben die Resultate der makroskopischen Untersuchung).

Bei der Untersuchung in der kombinierten schief auffallenden und durchfallenden Beleuchtung löst sich die schwarze Hauptmasse der „Schmelzrinde" im engern Sinne des Wortes bei etwa 100-facher Vergrösserung in zwei deutlich von einander sich abhebende Bestandteile auf:

In eine schwarze, dichte, auf der Schliffläche fein chagrinöse Grundmasse von schwach metallischem Glanze sind in reichlicher aber unregelmässiger Verteilung, gegen das Innere der Schmelzschicht eher an Zahl zunehmend helle, meist kugelige (tropfenartige), oder doch stets unregelmässig rundliche, glasig glänzende Ausscheidungen von 0,030—0,045 mm Durchmesser eingelagert. (Vergl. Tafel VII, 2). Indem diese Körperchen die ganze Rindenschicht durchspicken, verleihen sie ihr bei schwächerer Vergrösserung (30—40-fach) ein fein granuliertes Aussehen. Am Innenrand der Schmelzrinde ragen die runden hellen Körnchen höckerig in die Faserschicht hinein und gehen z. T. auch allmählig in sie über, wobei die Tropfen entsprechend der jeweiligen Richtung der Faserung mehr länglich-runde Gestalt annehmen, oder sich durch perlschnurartiges Aneinanderreihen einheitlich zu orientieren versuchen.

Diese mannigfaltigen Erscheinungsformen lassen folgende Deutung ihrer Entstehungsverhältnisse zu: Bei der hohen Temperatur (ca. 1600° = Sm. P. des Fe), die beim Anschmelzen der Rinde des Meteoriten bestanden hat, sind der metallische und der silikatische Gesteinsbestandteil zu einer homogenen Schmelze zusammengeschmolzen. Bei der nachfolgenden raschen Abkühlung hat die Schmelzmasse sich entmischt in zwei bei dieser tiefern Temperatur nicht mehr mischbare Schmelzen: Einerseits in eine metallreiche Schmelze und andernseits in einen silikatischen Schmelzfluss, der sich in feinsten Tröpfchen emulsionsartig in ersterer verteilte. Diese Entmischungströpfchen der glasigen Silikatschmelze wurden mit sinkender Temperatur an der Innengrenze der Schmelzrinde i. e. S. d. W., wo die Abkühlung der Kruste eine langsamere war zu Kristallisationszentren für die Ausbildung der Faserschicht.

Bei experimenteller Verfolgung dieser Schmelztemperaturen, Entmischungsverhältnisse und Kristallisationspunkte müsste es also möglich sein, die Erhitzungszeit und Abkühlungszeit der Schmelzrinde zu berechnen, vorausgesetzt, dass das thermische Leitungsvermögen und die Wärmekapazität der einzelnen Gesteinsgemengteile genügend bekannt wären. Durch die Faserschicht geht die Schmelzrinde über in die zweite Tschermak'sche Zone, in die sogenannte „Saugzone".

Die „Saugzone" ist in den vorliegenden Schliffen des Ulmizer Meteoriten stets nur schwach ausgebildet, an vielen Stellen der Kruste fehlt sie sogar vollständig. Aber dieser Zone sind möglicherweise die hellen weisslich-grünen Gesteinspartien zuzurechnen, die an einzelnen Stellen des Meteoriten unter seinen abgesprungenen Krustenteilen hervortreten und sich hier in auffälliger Weise angereichert haben. (Weiteres hierüber vergleiche oben bei der makroskopischen Untersuchung).

Die Dicke der „Saugzone" beträgt 0,03 bis 0,06 mm. Sie enthält nur die silikatischen Gemengteile des Gesteines vornehmlich den Olivin und ist als letzter Schmelzrest der gesamten Schmelzkruste aufzufassen. Neben den weitaus vorherrschenden silikatischen Gemengteilen schliesst sie gelegentlich, allerdings in spärlicher Verteilung auch einzelne kleine Eisenkörnchen in sich, jedenfalls aber ist sie, wie auch die „Schmelzrinde" immer frei von Troilit. Das leichter schmelzende FeS ist in tiefere Teile des Meteoriten, d. h. in die „Imprägnationszone" hineingetrieben worden. Die Abgrenzung der „Saugzone" nach aussen und innen ist eine unscharfe, recht verschwommene und die

Zwischenlagerung der Saugzone zwischen die Schmelzrinde im engern Sinne des Wortes und die „Injektionszone" mag wohl in dem Umstande ihre Erklärung finden, dass hier die Gesteinsschmelze relativ lange dünnflüssig war und durch die poröse heisse Masse rasch aufgesogen und in einzelnen Adern auch in die nächst innere Zone weitergeführt werden konnte. An die „Saugzone" schliesst sich gegen das Innere des Meteoriten

Die „Imprägnationszone" an. Nach ihrer Ausbildung und Breite ist diese Zone den grössten Schwankungen unterworfen. Ihre Dicke bewegt sich normalerweise zwischen den Werten von 0,12—0,30 mm. (Nur bei ganz schiefem Anschnitt konnten noch grössere Ausdehnungen gemessen werden).

Das Hauptmerkmal dieser Zone ist darin gegeben, dass die normalen silikatischen Bestandteile des Gesteines auf allen Spältchen und Zwischenräumen ganz von der dunklen Glasmasse, die auch den Hauptbestandteil der „Schmelzrinde" bildet und besonders von Troilit imprägniert erscheinen. Diese schwarzen Imprägnationsadern durchflechten die Gesteinsmasse oft in einem feinen Adernetz und dringen in vereinzelten Apophysen auch tiefer in den Meteoriten ein.

Die grösste Beweglichkeit bei diesen Injektionsvorgängen kommt dem relativ leicht schmelzbaren Troilit (Sm-P. = 1170 °) zu, der bis in die äussersten kapillaren Spaltrisse hinein und auf den feinst verzweigten Äderchen die einzelnen Mineralien sowohl, wie auch die ganze Gesteinsmasse selber durchsetzt. Diese feinsten Erzimprägnationen werden weiter unten durch die chalkographische Untersuchung noch genauer zu verfolgen sein. (Vergl. Tafel XV, 1 und 2). Neben der dunkeln Glasmasse ist also die „Imprägnationszone" hauptsächlich von Troilit durchtränkt, der beim Anschmelzen der Rinde von den äussern Teilen des Meteoriten in tiefer liegende Zonen verjagt worden ist.

Nach diesen Dünnschliffuntersuchungen der Rinde, die durch die Kombination der Untersuchung im schief auffallenden und im durchfallenden Lichte besonders ergebnisreich geworden sind, haben wir uns im weitern der mikroskopischen Untersuchung des Meteoriteninnern zuzuwenden.

b) Untersuchung des Innern des Meteoriten. Sowohl der Mineralbestand, als auch die Struktur des Gesteines des Ulmizer Meteoriten erweisen sich als sehr charakteristisch und für die Art dieses Meteoriten als durchaus typisch. (Olivin-Enstatit-Chondrit.)

Der Mineralbestand des Meteoriten.

Der Mineralbestand ist ein relativ einfacher zu nennen: Obwohl die mineralogische Zusammensetzung des Gesteines an den verschiedenen Stellen des Meteoriten in quantitativer Beziehung starken Schwankungen unterworfen ist, so muss doch als Hauptbestandteil desselben der Olivin bezeichnet werden.

Olivin. Schon makroskopisch, d. h. bei Beobachtung mit der Lupe (ca. 10-fache Vergrösserung) fällt der Olivin auf durch seine lichtgrüne Farbe, wie man sie sonst in dieser Nuancierung im allgemeinen an Olivinen nicht zu finden gewohnt ist. Spuren von Chrom dürften vielleicht die Ursache dieser besondern Färbung sein.

Das Mineral ist meist in unregelmässigen Körnern ausgebildet, selten nimmt es in Durchwachsung mit Glas und Enstatit stengelige Formen an. Glaseinschlüsse finden sich häufig z. T. in orientierter, z. T. in unregelmässig schlieriger Anordnung. Auch fein verteilte staubförmige Einschlüsse durchsetzen oft in unregelmässiger Weise die Olivinkörner. Gasinklusionen zeigen meist rundliche, hie und da kurz stäbchenförmige Umgrenzungen. Die Mineralkörner sind von unregelmässigen Spaltrissen durchsetzt, die gelegentlich nach (010) in subparallelem Verlaufe sich einstellen.

Die Doppelbrechung $n_\gamma - n_\alpha$ beträgt 0,0368, der Achsenwinkel $2\,Vn_\alpha$ ist 89 °, das Mineral ist optisch negativ, eine schwache Achsendispersion $\rho > v$ ist kaum bemerkbar. Diese optischen Eigenschaften entsprechen einem Gliede der Olivinreihe mit ca. 10 Molekularprozent Fe_2SiO_4, also einem nicht sehr eisenreichen Olivin, wie überdies auch schon aus seiner hellen Färbung hervorgeht. Im Dünnschliff erscheint das Mineral vollkommen farblos. Über besondere strukturelle Eigenschaften und Zwillingsbildungen monosomatischer, chondrischer Olivinkristalle wird weiter unten näheres auszuführen sein.

Als zweithäufigstes Mineral beteiligt sich an der Zusammensetzung des Meteorits ein eisenarmer rhombischer Pyroxen, der

Enstatit. Das Mineral tritt meist in faseriger Ausbildung, d. h. in radialstrahligen Aggregaten, seltener in etwas grössern, im Schliff tafelig umgrenzten Einzelkristallen auf. Der Enstatit enthält dieselben Glas-, Staub- und Gaseinschlüsse, wie der Olivin, nur wurden hier die Glaseinschlüsse niemals in orientierter Anordnung beobachtet. Die Spaltbarkeit nach (110) kommt überall deutlich zum Ausdruck, in den Querschnitten der Prismen lässt sich der annähernd rechtwinklige Verlauf der Spaltrisse (ca. 92 °) gut feststellen. Die faserige Ausbildung

der Kristalle ist mit ihrer Hauptzone stets nach der c-Achse ($=n_\gamma$) orientiert.

Das Mineral erscheint im Dünnschliff vollständig farblos. An der frischen Gesteinsbruchfläche machte sich der Enstatit unmittelbar nach dem Auffinden des Meteorits in Form von vereinzelten, von der Oberfläche halb losgelösten weissen Fäserchen, die wie kleine Glasfäden aussahen, bemerkbar. Bei der Berührung der Bruchstücke fielen aber diese lockern Fäserchen sehr bald ab.

Die Doppelbrechung des Enstatits ist niedrig, sie beträgt 0,008. Die kleinste Elastizität n_γ fällt zusammen mit der c-Achse, d. h. also auch mit der Faserrichtung der strahligen Kristalle. Der optische Charakter der Hauptzone ist demnach positiv. Ebenso hat auch das Mineral optisch positiven Charakter. Wegen der faserigen Struktur der Kristalle, die infolgedessen im Querschnitt ganz zerhackt aussehen, und auch wegen der geringen Grösse der Individuen gelang es nicht den Achsenwinkel zu messen, er lässt sich nur schätzungsweise bestimmen. 2 $V n_\gamma$ beträgt ungefähr 50°. Eine Achsendispersion kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Alle diese optischen Eigenschaften deuten darauf hin, dass es sich um ein sehr eisenarmes Glied der Enstatit-Hypersthen-Reihe handelt. Der $FeSiO_3$-Gehalt des Mg-Metasilikates dürfte etwa bei 5 % stehen.

Als weiteres, freilich wenig verbreitetes Mineral wurde gefunden, der nach A. LACROIX nur in den Chondren-reichen Meteoriten vorhandene

Klinoenstatit. Diese monokline Modifikation des Enstatits soll sich besonders bei rascher Abkühlung der $MgSiO_3$-Schmelzmasse bilden. In seiner ganzen Ausbildung und in seinen optischen Eigenschaften zeigt der Klinoenstatit die grösste Ähnlichkeit mit dem Enstatit, nur besitzt er eine Auslöschungsschiefe von bis zu 20° und an einem Individuum wurde eine feine Zwillingslamellierung beobachtet.

Nach dem Olivin und Enstatit einschliesslich der geringen Mengen von Klinoenstatit kommt die nächstweite Verbreitung im Gesteinsbestande des Ulmizer Meteoriten dem silikatischen Glase zu, das nach dem Ergebnis der chemischen Analyse die wenig wasser- und titanhaltige unterkühlte Schmelze der verschiedenen Feldspatmoleküle (Albit, Orthoklas, Anorthit) darstellt.

Glas. Die Glasmasse durchsetzt entweder in unregelmässiger Weise das ganze Gestein, indem sie sich zwischen die einzelnen Mineralgemengteile des brecciös struierten Meteoriten zwischenlagert, oder

aber sie fügt sich in feinen lamellaren, mit dem Gitter des Wirtes parallel orientierten Einlagerungen, oder auch in unregelmässig schlieriger Verteilung den Olivin- und Enstatit- (auch Klinoenstatit) Kristallen ein. (Vergl. Taf. VIII, 1 und 2, Taf. IX, 1 und 2, Taf. X, 1 und 2, Taf. XI, 1, Taf. XII, 1 und Taf. XIII, 2).

Im gewöhnlichen Lichte erscheint das Glas bei etwa 100-facher Vergrösserung dunkel grau-braun, oder hellgrau pigmentiert. Bei ca. 500-facher Vergrösserung löst sich diese Pigmentierung auf in eine feine Körnelung der ganzen Masse (vergl. Tafel VIII, 1 und 2), welch letztere aber von einem schwarzen Staube vollständig imprägniert wird. Diese Körnelung stellt zweifellos eine erste Übergangsform (eine Art Globuliten, Kristalliten oder somatoide Bildungen, oder wie man sie sonst nennen mag) vom amorphen in den kristallinen Zustand, also einen Entglasungsvorgang dar. Im polarisierten Licht lässt sich daher auch feststellen, dass die Glasmasse nur an wenigen Stellen isotrop geblieben ist, meist ist sie bereits in eisblumenartige, mannigfach undulös auslöschende Aggregationsformen übergegangen. (Vergl. Taf. VIII, 1.)

Mit dieser Umstellung des Glases zum kristallisierten Zustand geht Hand in Hand eine Erhöhung des Brechungsexponenten, der zwar wegen der feinen Pigmentierung schwer zu bestimmen ist, aber bei der wirklichen Glasmasse sich annähernd gleich demjenigen des Canadabalsames ($n = 1{,}549$) einstellt. Die Erhöhung der Lichtbrechung gegenüber den normalen silikatreichen Gläsern mag darin ihren Grund haben, dass infolge submikroskopischer Differenzierung eben z. T. nicht mehr der reine Glaszustand vorhanden ist. Aber auch im nicht entglasten Glase ist der Brechungsexponent ein relativ hoher, offenbar wegen dem Titangehalt der Glasmasse (vergl. chem. Analyse) und zudem handelt es sich ja auch nicht um ein sauerstes, sondern um ein ziemlich basisches Glas.

Vom Brechungsindex 1,54 kann im mehr und mehr entglasten Glase die Lichtbrechung ansteigen bis zum Werte von ca. 1,65.

Ebenso wechselnd wie die Lichtbrechung der entglasten Glasmasse ist ihre ungleichmässige undulös verteilte und in den verschiedenen Feldern der Glasausscheidungen verschieden hohe Doppelbrechung. An den am deutlichsten kristallin gewordenen Stellen wurden als typische Werte gemessen $n_\gamma - n_\alpha = 0{,}008$ und $0{,}0164$.

Trotz der lokal undulös verteilten Auslöschung zeigen planparallel begrenzte Glaslamellen, welche Olivinkristallen orientiert eingelagert sind, in ihrer Hauptmasse eine mehr oder weniger einheitliche Aus-

löschungsschiefe von ca. 45 °, währenddem die, die Glaslamellen trennenden Olivinlamellen naturgemäss eine gerade Auslöschung aufweisen. Ebenso wie der z. T. auffallend hohe Brechungsexponent des teilweise entglasten Glases, so lässt auch die an einigen Stellen konstatierte relativ hohe Doppelbrechung darauf schliessen, dass es sich um eine vor der Entglasung recht basische Glasmasse gehandelt haben muss, wie das auch bei ihrer engen Verwachsung mit dem Olivin nicht anders zu erwarten ist. Dürfte dieses Mineral ja wohl selber als ein Entglasungsprodukt derselben Glasmasse aufgefasst werden, von der sich nur in ganz untergeordneter Weise eine saurere Fraktion zu differenzieren vermochte.

Gestützt auf dieses optische Verhalten des Glases ergibt sich also die Tatsache, dass die ursprünglich amorphe Glasmasse sich in stabilere kristalline Zustandsformen zu entmischen bestrebt war und zwar einerseits in diejenige der Feldspatsubstanz und andernseits in ein basisches Silikat (vielleicht Klinoenstatit-Diopsid). Wegen der grossen Schwierigkeit der genauen optischen Bestimmung dieser Übergangsformen ist aber der Entglasungsprozess in seinen einzelnen Phasen sehr schwer zu verfolgen. Immerhin kommt allenthalben deutlich die Tendenz zum Ausdruck, dass in der genetischen Entwicklung des Meteoritengesteines die instabile Form des darin ziemlich weit verbreiteten silikatischen Glases sich in schlieriger und eisblumenartiger Verteilung in stabilere kristalline Formen umzustellen bestrebt war. Auffallend erscheint es, dass das dunkle, wohl eisen- und titanhaltige Pigment sich überall in den Glasmassen und nicht im übrigen Silikatbestand konzentriert hat.

Ausser durch die erwähnten silikatischen Gemengteile ist der Mineralbestand dieses Steinmeteoriten noch charakterisiert durch das Vorhandensein von Erzen. Es sind dies besonders Troilit und metallisches, nickelhaltiges Eisen und nur in untergeordneter Menge konnten festgestellt werden Chromit und Schreibersit.

Die genauere Feststellung und eingehende Untersuchung dieser opaken Gemengteile muss der chalkographischen Untersuchung des Meteoriten vorbehalten bleiben. Es soll weiter unten darüber berichtet werden. Die Untersuchung im durchfallenden Lichte hat aber ferner noch die strukturellen Verhältnisse des Meteoriten, die sich als ausserordentlich charakteristisch erweisen, festzustellen.

Struktur des Meteoriten.

Nach dem eben bestimmten Mineralbestande und nach seiner Struktur muss der Meteorit von Ulmiz als ein kristalliner Chondrit bezeichnet werden. In seinem Strukturbilde können wir daher zwei Bestandteile von einander unterscheiden: Die Grundmasse und die Chondren.

Die Grundmasse des Gesteines besteht aus einem kristallinen bis tuffartig-brecciösen Aggregat der oben erwähnten Silikate, das von Glasmasse stark durchsetzt wird und in welches sich in sehr ungleicher, aber reichlicher Verteilung unregelmässig gestaltete, löcherig-buchtige Eisenflitter und in ungefähr gleicher Menge (bezogen auf Gewichtsprozente) kompaktere Troilitkörner einlagern (vergl. Tafel VI, 1 und 2 und Tafel IX, 1, besonders gut wird die tuffogene Natur des Gesteines durch letzteres Bild veranschaulicht). Die silikatischen Gemengteile stellen meist unregelmässig eckige Kristalltrümmer bis zum feinen Kristallgrus, seltener einzelne grössere, teilweise kristallographisch gut umgrenzte Kristalle der erwähnten Mineralien dar.

Die intensive Zertrümmerung der Gesteinsgemengteile und die dadurch bedingte brecciöse Struktur des Meteoriten sind jedenfalls auf explosive Erscheinungen zurückzuführen und da nie die geringste Sortierung des Trümmermateriales nach Korngrösse festgestellt werden kann, so sind wir wohl zu der Annahme berechtigt, dass die Zerspratzung desselben in einem möglichst widerstandslosen Medium, d. h. in einer sehr verdünnten Atmosphäre stattgefunden haben muss. Um uns die Wiederverfestigung dieses pyroklastischen Materiales zu der doch relativ guten Verbandfestigkeit des Steinmeteorits zu erklären, müssen wir an ein Zusammensintern unter Hitzewirkung (Thermometamorphose) denken. Es ist genügend bekannt, dass feine Metallpulver oder Gemische von Silikatpulvern beim Erhitzen weit unterhalb ihrer Schmelzpunkte zusammensintern, und sich zu vollständig festen Massen umlagern können.

Die unregelmässigen Körneraggregate des Meteoriten werden entweder durch ein feines, nur z. T. noch auflösbares Trümmerwerk der gleichen Mineralien, oder aber durch die glasige Zwischenmasse miteinander verbunden, seltener grenzen sie in eigenem Kristallverband aneinander. Die Oberflächen der einzelnen Kristallkörner erscheinen häufig auch in feinsten narbigen Suturen ankorrodiert. Über ihre Glas- und Gaseinschlüsse wurde schon oben gesprochen und es wird bei Erwähnung der Chondrenbildungen noch weiter davon zu reden

sein. Das auffallendste und typischste strukturelle Merkmal des Ulmizer Meteoriten ist aber zweifellos gegeben in seiner chondritischen Beschaffenheit.

Die Chondren. Als Chondren hat G. ROSE die kugeligen kristallinischen Einschlüsse bezeichnet, die für eine bestimmte Art der Steinmeteoriten (Chondrite) so ausserordentlich charakteristisch sind. Von dem hier ins Auge gefassten Begriff des Chondrums werden jene kugeligen oder doch rundlichen Silikat- und Sulfid-Ausscheidungen, die man in bestimmten Eisenmeteoriten (Pallasiten) antrifft, ausgeschlossen. Bei diesen handelt es sich um emulsionsartig verteilte Tropfen zweier bei der Erstarrungstemperatur nicht mischbarer Flüssigkeiten, die sich bei ihrer Verfestigung gegenseitig durchdrungen haben.[1])

Die chondritischen Steine finden sich weit häufiger als die chondrenfreien (Achondrite). Erstere machen ungefähr 90 % sämtlicher Steinmeteoriten und ca. 53 % aller Meteoriten überhaupt aus. Die Menge der Chondren in den einzelnen Chondriten ist grossen Schwankungen unterworfen. Im Ulmizer Meteoriten dürften sie ungefähr die Hälfte des ganzen Gesteinsbestandes ausmachen. In ihrer mineralogischen Zusammensetzung stimmen die Chondren im grossen und ganzen überein mit dem Bestande der Grundmasse. Wenigstens in qualitativer Beziehung besteht dieser Einklang, in quantitativer Hinsicht dagegen existieren von Stelle zu Stelle wesentliche Unterschiede, die sich aber schwer in bestimmten Zahlenwerten ausdrücken lassen.

Im Ulmizer Meteoriten zeichnen sich diese Chondrenbildungen aus durch eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit ihrer Gestaltung. Ihrer Untersuchung soll daher besondere Aufmerksamkeit geschenkt werden, deshalb auch, weil diese Chondrenstrukturen einen tiefern Einblick gewähren in die eigenartigen und einzigartigen Entstehungsverhältnisse dieser kosmischen Gesteine. Solche Chondren sind bis jetzt nie an einem irdischen Gesteine beobachtet worden.[2]) Diese

---

[1]) In Übereinstimmung mit dem neuerdings mehr und mehr in Anwendung gekommenen Sprachgebrauch soll hier das Wort Chondrum, entgegen seiner etymologischen Herleitung vom griechischen Wort ὁ χόνδρος = Kügelchen nicht in maskuliner, sondern in der latinisierten neutralen Form das Chondrum angewendet werden.

[2]) Es ist daher leicht verständlich, dass über die Natur der Chondren im Laufe der Zeit die absurdesten Meinungen geäussert worden sind. O. HAHN (Die Meteorite [Chondrite] und ihre Organismen, Tübingen 1880) hat sie noch im Jahre 1880 zuerst für pflanzliche Gebilde und später für versteinerte

auffallende Tatsache lässt darauf schliessen, dass die Bildungsbedingungen der auf der Erde beobachteten Gesteine und diejenigen der Steinmeteoriten ganz verschiedene sein müssen. Es mag von Interesse sein und zum Verständnis dieser Chondrenbildungen beitragen, wenn wir vorerst an Hand der beobachteten Erscheinungen uns ein Bild zu machen suchen über die Entstehungsmöglichkeiten der Chondren und wenn wir das daraus sich ergebende Einteilungsprinzip derselben vorausschicken:

Die sehr oft vollkommene Kugelgestalt der Chondren nötigt zu der Annahme, dass diese Kügelchen sich durch Verfestigung frei im Raume schwebend gebildet haben müssen. Es handelt sich daher bei ihrer Entstehung entweder um die Erstarrung von frei schwebenden Tröpfchen der Silikatschmelze des Meteoritengesteines, oder aber um die Zusammenballung der bereits erstarrten Körner der Chondrenmineralien, wobei sich ihre Verfestigung entweder durch den eigenen Kristallverband, oder durch verbindende Glasmasse vollzog. Diese Bildungsbedingungen entsprechen also etwa denjenigen, wie sie bei den Lavaausschleuderungen unserer irdischen Vulkane gegeben sind, mit dem einen wesentlichen Unterschiede, dass die Temperaturen der Umgebung, in welcher die Explosionen stattgefunden haben, in beiden Fällen extrem verschiedene gewesen sein müssen: An irdischen vulkanischen Auswurfsprodukten können deshalb keine Chondrenbildungen zustande kommen, weil die magmatische Silikatschmelze (die zwar bei basischen Gesteinen in chemischer Beziehung mit derjenigen der Steinmeteoriten nahe übereinstimmt) in einen kalten Raum hinausgeschleudert wird. Bei diesem Hiatus des Temperaturgefälles beim Ausbruch bleibt keine Möglichkeit zur Kristallisation übrig. Die zähflüssige Lava verfestigt sich als Glas, und wo infolge der Gastension der im Magma eingeschlossenen fluiden Stoffe die explosive Kraft des vulkanischen Paroxysmus gross genug ist, wird die unterkühlte Schmelze in die gröbsten bis feinsten Korngrössen vollständig zerspratzt. An Stelle der hier gänzlich fehlenden chondritischen Bildungen entstehen vulkanische klasmatische Auswurfsprodukte, die sich nach der Feinheit ihres Zerteilungszustandes bewegen zwischen den zentnerschweren vulkanischen Bomben, den Lapilli, dem Sande, den Aschen und dem

---

Korallen, Schwämme und Krinoiden gehalten und diese phantastischen Ideen haben bei dem Zoologen WEINLAND (Über die in Meteoriten entdeckten Thierreste, Esslingen 1882) lebhafte Unterstützung gefunden. Er fügte jenen Tierklassen noch Gittertierchen und Foraminiferen hinzu.

vulkanischen Staube, dessen Partikelchen infolge ihrer Feinheit Monate lang in der Erdatmosphäre schwebend bleiben können. Wenn diese Klasmatika häufig auch kristalline Bestandteile mit enthalten, so gehört ihre Bildung doch in der Hauptsache einem Verfestigungsstadium an, das der Kristallisation vorausging (glasige Erstarrung).

Anders waren die vulkanischen Auswurfsbedingungen der kosmischen Körper, welche die chondritischen Meteoriten geliefert haben. Hier kann der Schmelzfluss nicht in einen kalten Raum ausgeschleudert worden sein. Deshalb ist die Schmelze bei ihrer Zerspratzung nicht in glasige feste Erstarrungsprodukte übergegangen, sondern sie zerteilte sich bei der nur langsam erfolgenden Abkühlung in schmelzflüssige Tropfen. Diese kugeligen Tropfengebilde gelangten in der heissen Atmosphäre jener Gestirne nur langsam zur Verfestigung, so dass ihrer Schmelze genügend Zeit zu normaler, oder vielleicht z. T. auch zu verzögerter Kristallisation (Unterkühlung) übrig blieb. In einer solchen Umgebung, deren Temperatur nicht wesentlich niedriger stand, als diejenige des Silikatschmelzflusses selber, waren die notwendigen Bedingungen zur Entstehung der ausserordentlich wechselgestaltigen Chondren erfüllt.

Die Kristallisation derartiger Silikattropfen und die Verfestigung der Chondren kann nun in verschiedener Weise erfolgen und darnach ändern sich auch die besondern Ausbildungsformen der letzteren:

Es kann eine Unterkühlung des Schmelztropfens eintreten, so dass bei weiterer Abkühlung, von seinem Rande aus, wo die Temperaturerniedrigung am grössten ist, leicht eine spontane, aber radial gleichmässig fortschreitende Kristallisation einzusetzen vermag. So bilden sich zentrisch-radialstrahlige Chondren, oder auch Chondren mit tangential-konzentrischer Anordnung der sich ausscheidenden Kristalle.

Nicht selten aber schreitet am unterkühlten Tropfen die Kristallisation nur von einem, oder doch nur wenigen Punkten der Peripherie aus gegen das Innere fort, indem ein Kristallsplitter, ein kosmisches Stäubchen, oder die Berührung mit einem andern schon verfestigten Chondrum als einseitig wirkender Kristallisationskeim in Funktion tritt. Von diesem Punkte aus schiessen dann die Kristalle gegen das Innere des Tropfens an. Es bildet sich ein exzentrisch-strahliges, oder exzentrisch-radiierendes Chondrum.

Wenn die Kristallisation nicht aus einer unterkühlten Schmelze, sondern normalerweise geschieht, so können zwar ähnliche Chondren-

formen entstehen, wie in den eben erwähnten Fällen, aber die Gleichrichtung der Stoffteilchen ist in diesem Falle gewöhnlich eine ruhigere und vollständigere, die Kristallisation führt nicht zu einem kristallinen Aggregat des Tropfens, sondern, wenn der Schmelzfluss chemisch homogen ist, entsteht jetzt ein monosomatisches Chondrum, das in seiner Gesamtheit einen einzigen Kristall darstellt, der allerdings oft in mehr oder weniger regelmässiger Weise von Glasmasse oder andern Einschlüssen durchsetzt werden kann.

Weil die Abkühlung an der Aussenfläche der Tropfen am raschesten vorwärts schreitet, werden die Chondren nicht selten auch von einer dünnen Glasrinde umkleidet. In andern Fällen besteht der äussere Teil des Chondrums aus einer mit dem monosomatischen Innern konaxialen Kristallschale. Bei netzartiger Verteilung der Glasmasse im Innern des monosomatischen Kristalles bilden sich die Bienenwaben- und Netzstrukturen, oder bei gitterartiger Verteilung die gestrickten Formen der Chondren aus.

Eine weitere Möglichkeit der Chondrenbildung liegt da vor, wo der Schmelztropfen sich nicht in einer einmaligen und einheitlichen Kristallisation verfestigt, sondern wo seine Ausbildung in mehreren Kristallisationsphasen, die Entwicklung der Mineralgemengteile also gleichsam in verschiedenen Generationen vor sich geht. Dabei lassen sich folgende Einzelfälle verfolgen:

Der Schmelztropfen heftet sich bei der Magmaexplosion an einzelne schon vorhandene Kristalle oder Kristalltrümmer, und erst in einer zweiten Entwicklungsphase geht der ganze Tropfen in den festen kristallinischen oder glasigen Zustand über. Es vollziehen sich nacheinander dieselben Vorgänge, die in analoger Weise auch bei irdischen Verhältnissen zur Entstehung der porphyrischen Gesteine führen können. Ein derartiges Chondrum, das sich so in mehrphasiger Erstarrung verfestigt hat, pflegt man deshalb im allgemeinen als polysomatisches Chondrum zu bezeichnen.

Wenn die kristallographische Ausbildung der kristallisierten Gemengteile gegenüber der Restverfestigung des Tropfens eine wesentlich bessere ist, so dass ein Gegensatz zwischen Einsprenglingen und Grundmasse zum Ausdruck kommt, spricht man auch hier, wie bei den übereinstimmend struierten irdischen Gesteinen im besondern von porphyrischen Chondren.

Ein spezieller und extremer Fall dieser porphyrischen Ausbildung, den wir auch im Meteoriten von Ulmiz antreffen, ist der, dass ein

einziger Kristall, oder ein Kristallbruchstück von Glasmasse, oder von einem fein-kristallinen Aggregat der Meteoritenmineralien umschlossen wird, und dass diese beiden Bestandteile für sich allein das Chondrum bilden.

Eine weitere Möglichkeit der Chondrenbildung, die wir auch in unserem Fall recht oft realisiert finden, ist da gegeben, wo durch den schmelzflüssigen Silikattropfen in seinem Fluge durch die mit Kristalltrümmern erfüllte Atmosphäre des kosmischen Körpers dieser kristalline Staub zusammengeballt wird. So bilden und verfestigen sich schliesslich bunt zusammengesetzte kugelige Aggregate. Derartig zusammengewürfelte Agglomerationen bezeichnet man als polysomatische Chondren im engern Sinne des Wortes.

Eine weitere Einteilungsmöglichkeit der Chondren liegt ohne weiteres auf der Hand, so dass sie vielleicht sogar als erste hätte vorausgeschickt werden sollen. Sie ist gegeben durch die Mineralarten, die sich an der Zusammensetzung des Chondrums beteiligen. So werden wir am Ulmizer Meteoriten zu unterscheiden haben zwischen: Olivinchondren, Enstatitchondren und gemischten Chondren.

Endlich fällt uns noch eine letzte Erscheinungsform dieser Chondrenbildungen oft sehr auffällig ins Auge, das sind die sogenannten „Abdrücke", die wir manchmal an den Chondren wahrnehmen und die Bildung der Doppelchondren. Es wird oft der Fall eintreten können, dass in dem mit zerpratzter Schmelze erfüllten kosmischen Raume ein noch zähflüssiger Schmelztropfen mit einem schon verfestigten zusammenstösst, so dass der letztere auf den erstern formbeeinflussend wirkt. Befand sich der erste Tropfen in einem schon weit fortgeschrittenen, aber noch plastischen Erstarrungszustande, so vermochte das schon verfestigte Chondrum an ihm nur einen Abdruck hervorzubringen, wenn aber bei der Kollision beide Kügelchen noch eine genügende molekulare Beweglichkeit besassen, so konnten sie sich als Doppelchondrum vollständig umschliessen. So lässt sich gelegentlich beobachten, dass ein für sich gut begrenztes und gut charakterisiertes monosomatisches Chondrum rings von einem ausgesprochen polysomatischen umschlossen wird.

An irdischen Gesteinen hat man solche Chondren bis jetzt noch nie beobachtet, weil auf der Erde die notwendigen Bedingungen zu ihrer Entstehung nur in den ersten Entwicklungsstadien unseres Planeten erfüllt sein konnten.

Zusammenfassend soll nochmals kurz hervorgehoben werden, dass die Bildung der Chondren zustande gekommen sein muss durch Zerstäubung eines Silikatschmelzflusses in einer heissen Atmosphäre und durch nachfolgende Kristallisation und Verfestigung der so gebildeten, frei schwebenden Schmelztropfen. Im einzelnen Chondrum schritt der Übergang von der flüssigen zur festen Phase stets von aussen nach innen fort.

Nach diesen mehr allgemeinen Ausführungen über die Bildungsmöglichkeiten und über die verschiedenen Arten der Chondren sollen nun im folgenden einige typische Chondrenformen aus dem Meteorit von Ulmiz näher beschrieben werden. Dabei ergibt sich nach den eben gemachten Ausführungen folgende natürliche Einteilungsmöglichkeit dieser Chondren:

1. Olivin-Chondren.
   α) Monosomatische Olivin-Chondren.
   β) Polysomatische Olivin-Chondren.
2. Enstatit-Chondren.
   α) Monosomatische Enstatit-Chondren.
   β) Polysomatische Enstatit-Chondren.
3. Klinoenstatit-Chondren.
   α) Monosomatische Klinoenstatit-Chondren.
   β) Polysomatische Klinoenstatit-Chondren.
4. Olivin-Enstatit-Chondren. (Gemischte Chondren.)

1. Olivin-Chondren.

α) Monosomatische Olivinchondren.

Monosomatisches Olivinchondrum mit Bienenwabenstruktur (vergl. Tafel IX, 2). In den zur Verfügung stehenden Schliffen sind mehrere derartige Chondren vorhanden, aber kein anderes zeigt ebenso auffällig die typischen Ausbildungsformen, wie das auf Tafel IX, Bild 2 wiedergegebene Chondrum. Das ganze Chondrum besteht aus einem optisch einheitlichen Olivinkristall, der durch den Schnitt wenig schief zu einer optischen Achse getroffen ist. Seine ziemlich isometrischen Dimensionen betragen in der Längs- und Querrichtung 0,397 und 0,306 mm. Das Kristallkorn wird bienenwabenartig von dunkelbraun-schwarzer Glasmasse durchsetzt, die sich aber selbst wieder insofern kristallographisch orientiert anordnet, als ihre lamellenförmigen Einlagerungen mehr oder weniger ausgesprochen parallel zur Prismenzone des Olivins verlaufen, entsprechend der etwas

grössern Wachstumsgeschwindigkeit des Kristalls in dieser Richtung. Doch sind beim Olivin die Wachstumsgeschwindigkeiten nach den drei Achsen des rhombischen Systems nicht sehr von einander verschieden und deshalb zeigen die monosomatischen Olivinchondren meistens mehr oder weniger deutliche isometrische Umgrenzungen. Faserig strahlige Ausbildungen nach der c-Achse sind selten (vergl. weiter unten).

Am vorliegenden monosomatischen Olivinchondrum fällt noch besonders seine kompakte äussere Rinde auf, die eine Dicke von 0,04—0,06 mm aufweist und die an einer Stelle durch Zwischenlagerung feinsten Kristallgruses selbst wieder aufgespalten ist. Sie umschliesst das Kügelchen ringsum und ist jedenfalls als erste Kristallisationshülle des sich verfestigenden Olivintropfens zu betrachten. Sie hat kristallstrukturell richtend gewirkt auf das innere, subtil struierte, glasdurchsetzte Maschenwerk des einheitlichen Olivinkristalles. Die fein verteilte Glasdurchwachsung des ganzen Chondrums lässt darauf schliessen, dass die Kristallisation relativ rasch vor sich gegangen sein muss.

Monosomatisches glasdurchwachsenes Olivinchondrum (vergl. Tafel VIII, 1 und 2 und Tafel X, 1). Wie im vorhergehenden Beispiel besteht auch dieses Chondrum aus einem grössern, glasdurchwachsenen Olivinindividuum, das von kleinern tangential sich anschmiegenden, anders orientierten Olivinkristallen, von Glasmasse und auf der einen Seite von Eisenkörnern umhüllt wird. Der Hauptkristall hat eine Länge von 0,61 mm und ist 0,30 mm breit. Seine Schnittlage verläuft annähernd parallel (001), d. h. also ungefähr parallel der optischen Achsenebene. Durch die mehr oder weniger deutlich lamellenförmigen Glaseinlagerungen wird der Olivin ebenfalls in Lamellen aufgeteilt, die sich parallel zu (010) anordnen. An ihren Enden sind die einzelnen Lamellen durch die Fläche (100) des Olivins treppenförmig abgestuft, so dass der grosse Kristall nach aussen eine skelettartige Ausbidung annimmt. Bei stärkerer Vergrösserung (300 bis 500-fach) erscheint die Glasmasse fein gekörnelt, sie ist stark entglast und zeigt an solchen Stellen zierlich eisblumenartige Strukturen (vergl. Näheres hierüber weiter oben).

Monosomatisches gestricktes Olivinchondrum. (Vergl. Tafel X, 2.) Ein derartiges Chondrum wurde in den fünf zur Verfügung stehenden Dünnschliffen nur ein einziges Mal beobachtet. Auch hier wird der Hauptbestand des Kügelchens durch ein einziges,

allerdings verzwillingtes Olivinindividuum gebildet, das aber ebenfalls von gröberem und feinerem Kristallgrus umhüllt wird. Die verschiedenen Durchmesser des Chondrums bewegen sich zwischen den Werten 0,38—0,43 mm. Der Hauptkristall stellt einen fein lamellierten Durchwachsungszwilling nach (011) dar, also eine Zwillingsbildung, die am Olivin ziemlich selten getroffen wird. Dabei baut sich jedes der verzwillingten Individuen selbst wieder aus etwa 10 feinen Olivinlamellen auf, die in ihrer Breite zwischen 0,005 und 0,015 mm schwanken und derart angeordnet sind, dass diese einzelnen nach (010) verlaufenden Olivinblätter durch ebenso viele und ebenso feine Glaslamellen je von einander getrennt sind. Die Lamellen der beiden Zwillingsindividuen treffen sich unter einem Winkel von ziemlich genau 90° (durch die nicht vollkommene Schärfe der Begrenzung der Lamellen wird eine Ungenauigkeit der Winkelmessung von 2—3° bedingt). An der Verwachsungsfläche greifen die beiden Lamellensysteme treppenförmig in einander ein. Durch alle diese Verwachsungserscheinungen erhält dieses monosomatische Chondrum ein fein gestricktes Aussehen.

Die weitere Bestimmung der Art der Zwillingsverwachsung und der Orientierung der Schnittlage ergibt sich aus dem optischen Verhalten des Zwillingskristalles: Die beiden Lamellensysteme stellen unter sich je ein einheitliches Individuum dar, mit dem Verlauf der Hauptzonen der einzelnen Lamellen parallel n_β. Der Zwilling ist durch die Schnittlage annähernd senkrecht zur Zwillingsebene, d. h. parallel (100) und damit auch senkrecht zur optischen Achsenebene der beiden Einzelindividuen getroffen. Da aber in den beiden Zwillingshälften die Achsenebenen selbst wieder auf einander senkrecht stehen, so sind in den beiden Lamellensystemen die Richtungen n_a und n_β um 90° gegen einander gekreuzt.

Die äussern ganz unregelmässig verteilten Partien des Olivinchondrums gehören optisch zwei verschiedenen Individuen an, die auch wieder ähnlichen, wenn auch undeutlicheren Lamellenaufbau zeigen, aber unter sich und auch mit den beiden Zwillingshälften des Hauptkristalls in keiner bestimmten Orientierung stehen.

Monosomatisches, fein glasdurchflochtenes Olivinchondrum. (Vergl. Tafel XI, 1.) Diese fein netzartige, zierliche Verwachsungsform zwischen dünnsten Olivinfasern und ebenso feinen Glaszwischenlagerungen ist jedenfalls nur ein Bruchstück eines ursprünglich viel grösseren, wahrscheinlich radialstrahligen monosoma-

tischen Olivinchondrums. Das jetzt vorliegende Fragment hat eine etwas unregelmässig rechteckige, an beiden Längsenden zugespitzte Form von 1,07 mm Länge und im Mittel 0,22 mm Breite. Das Chondrum ist in der Längsrichtung ausgezeichnet gefasert und lässt in dieser Faserstruktur, die entsteht durch den vielmaligen Wechsel von feinsten Olivinstengelchen und ebenso feinen zwischengelagerten Glaslamellen, den strahligen Aufbau noch deutlicher zum Ausdruck kommen. Die einzelnen Olivin- und Glasfasern haben durchschnittlich eine Breite von 0,005 mm. Durch mechanische Einflüsse (wohl Kollision mit andern Chondren im erstarrenden Zustande), wurde ihr geradliniger Verlauf an einzelnen Stellen ein wenig gestört, indem sie z. T. verbogen, z. T. aber auch geknickt worden sind. In optischer Beziehung erweisen sich die einzelnen Olivinfäserchen (sofern nicht die geringen mechanischen Veränderungen störend wirken) einheitlich orientiert, d. h. ihrer Hauptzone entspricht die Elastizitätsrichtung n_β. Wie bei den vorhergehenden monosomatischen Olivinchondren war also auch hier die Wachstumsgeschwindigkeit in der Richtung der c-Achse eine bevorzugte. Es ist erstaunlich, wie bei der Erstarrung der schwebenden Silikattropfen, bei teilweiser Unterkühlung derselben sich solche kristallographisch genau orientierte Strukturfeinheiten herausbilden konnten.

Weitere Anhaltspunkte über die Vorgänge, die beim Ausschleudern der Chondren-Silikattropfen und bei deren Verfestigung stattgefunden haben, erhalten wir durch ein

Monosomatisches Olivinchondrum mit Ausscheidung von metallischem Eisen, das in dieser Art nur an einer einzigen Stelle der verfügbaren Präparate beobachtet werden konnte (vergl. Tafel XI, 2. Aufnahme im durchfallenden und auffallenden Licht). Das Chondrum zeigt im Dünnschliff eine regelmässig ovale Form von 0,994 mm Länge und 0,765 mm Breite. Es stellt einen einheitlichen Olivinkristall dar, der im Schnitt genau senkrecht zu einer optischen Achse getroffen ist. Die optische Achsenebene ist parallel der kleinen Achse des Ovaloides eingestellt, so dass die grosse Achse der Richtung der kristallographischen c-Achse und der Elastizität n_β entspricht. Es ist also auch in diesem, frei im Raum auskristallisierten Olivinkristall die grössere Wachstumsgeschwindigkeit in der Richtung der c-Achse orientiert.

Der Olivinkristall lässt eine nicht sehr deutliche Spaltbarkeit nach (010) erkennen, die durch den Schliff ziemlich schief geschnitten

wird. Eine zweite Spaltbarkeit, die zwar von der Schliffebene senkrecht getroffen, aber an und für sich undeutlich ausgebildet ist, verläuft nach (001). Auf den Rissen der erstern Spaltrichtung ist an mehreren Stellen eine rauchquarzbraune Glasmasse ausgeschieden. Dasselbe Glas verteilt sich auch in runden und tränenförmigen Tropfen in spärlicher Weise durch die Olivinmasse selbst, wie im Kristall auch vereinzelte schlierig-wolkige Anhäufungen von feinsten Gasporen auftreten. Ausserdem wird das Olivinindividuum auch stark durchsetzt von einem staubförmig fein verteilten opaken Pigment, das mit grösster Wahrscheinlichkeit als fein verteiltes metallisches Eisen zu deuten ist.

Solche Eisenausscheidungen treten in dem Olivinkorn nämlich auch in Form kleiner Kügelchen von 0,02—0,03 mm Durchmesser auf, sich besonders in den randlichen Partien anreichernd und hier zu einem unregelmässig netzartig gewobenen Kranze zusammentretend, der das monosomatische Olivinkorn als konzentrisch angeordnete Rinde rings umhüllt. Die Olivinsubstanz füllt auch in konaxialer Orientierung mit dem Hauptindividuum die unregelmässigen Maschenräume der Eisenrinde aus, doch mit dem einen Unterschiede der beidseitigen Ausbildung des Olivins, dass dieser in der Kernmasse des Chondrums vollkommen farblos, in den Rindenteilen dagegen intensiv braun gefärbt erscheint. Licht- und Doppelbrechung lassen aber in den beiden Farbvarietäten des Minerales keine Unterschiede erkennen. Es handelt sich deshalb in dem braunen Olivin der Rinde nur um eine Imprägnation mit Eisenhydroxyd, das sich durch die Verrostung der Eisenhülle gebildet hat. Damit die Eisenrinde in der Photographie des Dünnschliffes nicht vollkommen opak erscheint, sondern ihr Aufbau aus einzelnen Eisenkügelchen noch zu erkennen ist, wurde die Aufnahme im durchfallenden und auffallenden Lichte gleichzeitig gemacht. So erhält jetzt diese Schale, infolge der granulierten Oberfläche der Eisenkörner teilweise ein blumenkohlartiges Aussehen.

Ein grosser Eisentropfen ist beim Schleifen aus dem Präparat herausgefallen und gibt sich jetzt als rundes Loch zu erkennen.

Die Grössenverhältnisse zwischen dem ganzen Chondrum, dem Kern und der Rinde sind folgende:

Durchmesser des ganzen Chondrums:	Länge = 0,994 mm
Durchmesser des ganzen Chondrums:	Breite = 0,765 mm
Durchmesser des Olivin-Kernes des Chondrums:	Länge = 0,688 mm
Durchmesser des Olivin-Kernes des Chondrums:	Breite = 0,459 mm
Dicke der Eisenrinde (Mittelwert):	= 0,153 mm

Die Breite dieses Eisenkörnerkranzes, dessen Aufbau an einigen Stellen an Schwammstrukturen erinnert, schwankt etwas, geht aber sowohl nach oben, wie auch nach unten nur wenig über den angegebenen Mittelwert hinaus. Der Aussenfläche der Eisenhülle fügen sich auch noch einige wenige, unregelmässig gestaltete Troilitkörner an.

Die Bildung des vorliegenden Chondrums haben wir uns wohl so zu denken, dass ein ausgeschleuderter ursprünglicher Schmelztropfen sich bei seiner Abkühlung in der Atmosphäre des kosmischen Körpers entmischt hat in zwei bei dieser Temperatur nicht mehr mischbare Schmelzflüssigkeiten: in die Silikatschmelze des Olivins und in die Metallschmelze des Eisens. Letztere verteilte sich in der ersteren tropfenförmig. Es vollzog sich also hier im Kleinen eine ähnliche Stoffsonderung, wie sie an der Erde im grossen Stile vor sich gegangen ist, nur hat sich im Erdkörper infolge seines grossen Schwerefeldes die schwerere Flüssigkeit einheitlich zentripedal angeordnet: Nickeleisenkern und Silikathülle der Erde. Die Anreicherung der Eisentröpfchen in der peripheren Rinde des Chondrums dürfte wohl auf die Einwirkung der Zentrifugalkraft zurückzuführen sein, indem das durch die Eisenkügelchen radial ungleichmässig belastete Chondrum bei seinem Fluge durch den freien Raum notgedrungenerweise in Rotation gelangen musste. Vielleicht war bei der randlichen Differentiation des Schmelztropfens auch sein Temperaturgefälle vom Kerne nach der Peripherie mit wirksam.

Ob die Oxydation der Eisenrinde des Chondrums noch in seine Verfestigungsphase hineinfällt, also noch während des Fluges sich vollzogen hat, oder später am verfestigten Meteoriten geschehen ist, das lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, da auch die übrigen Eisenflitterchen des Gesteines allenthalben, wenn auch sehr ungleich intensive Oxydationswirkungen erkennen lassen. Eine Gesetzmässigkeit in der Verteilung der verrosteten Partien lässt sich nicht feststellen. Immerhin geht aus dem ganzen Chemismus des Steinmeteoritenmateriales deutlich hervor, dass es durch einen geringern Gehalt an Sauerstoff gegenüber entsprechenden irdischen Gesteinen ausgezeichnet ist. Alles deutet darauf hin, dass sich diese Meteoriten in einer relativ sauerstoffarmen Umgebung gebildet haben.

Viel geringere Regelmässigkeiten und Gesetzmässigkeiten in ihren Wachstumserscheinungen und in ihrer Struktur lassen die

β) Polysomatischen Olivinchondren erkennen. Ihre Bildungsbedingungen scheinen vielmehr dem Zufall anheimgestellt gewesen zu sein.

Polysomatisches Olivinchondrum mit radial und tangential angeordneten Kristallen. (Vergl. Tafel XII, 1). Dieses Chondrum zeigt ziemlich vollkommene Kugelform (d. h. im ebenen Schnitt Kreisform), von 0,535 mm Durchmesser. Es baut sich auf aus ca. 40—50 verschiedenen grössern und kleinern Olivinkörnern, die z. T. kristallographisch gut umgrenzt erscheinen (prismatische Ausbildung) und sich zur Kugelform hauptsächlich radial, z. T. aber auch tangential einstellen. Zwischen die polysomatischen Olivine sind auch einige feine Eisen- und Troilitkörnchen eingestreut und das Ganze wird zusammengehalten und umschlossen von einer bräunlich-grauen, fein granulierten Glasmasse, die sich aber in einzelnen streifig-schlierig verteilten Partien entglast hat und an solchen Stellen eine deutliche Doppelbrechung aufweist. Der Peripherie des Chondrums heften sich an ein oder zwei Stellen in kumulusartiger Anhäufung Aggregate von feinem Enstatitgrus an, z. T. blumenkohlartige Gebilde erzeugend.

Als zweithäufigstes chondrenbildendes Mineral wurde in den untersuchten Dünnschliffen der Enstatit getroffen. Es sollen im folgenden einige typische Chondrenbildungen dieses Gesteinsgemengteiles beschrieben werden.

2. *Enstatit-Chondren.* Entsprechend der Unterscheidung der Olivin-Chondren können wir auch jetzt wieder die beiden Strukturarten der Chondren auseinander halten:

Monosomatische Enstatit-Chondren und
Polysomatische Enstatit-Chondren.

a) Monosomatische Enstatit-Chondren. Zu den monosomatischen Chondren sollen hier, wenn sie es vielleicht auch im strengsten Sinne des Wortes nicht sind, gerechnet werden die

Exzentrisch radialstrahligen Enstatitchondren, die zwar ihr exzentrisches Aussehen z. T. nur deshalb besitzen, weil sie uns heute nur als Teilstücke ihrer ganzen ursprünglichen Form entgegentreten. Diese Chondrenart hat in den vorliegenden Schliffen entschieden die weiteste Verbreitung und wenn sie auch im einzelnen in der Anordnung der Enstatitfasern manche Abarten erkennen lässt, so zeigt sie doch im grossen und ganzen einen ziemlich einheitlichen Charakter.

Das Chondrum, das in Photographie Tafel XII, 2 abgebildet wird, besitzt nur noch Halbkugelform (ob das die ursprüngliche Gestalt ist, oder ob das Chondrum nur als Teilstück erhalten geblieben, lässt sich nicht sagen). Der Durchmesser der Halbkugel beträgt 0,459 mm. Der

Enstatit ist in den Chondren dieser Art feinfaserig nach der c-Achse ausgebildet, so dass dieser ausgesprochenen Hauptzone der Einzelindividuen die Elastizitätsrichtung n_γ entspricht. Die einzelnen Fasern fügen sich ohne Zwischenlagerung von Glasmasse radialstrahlig direkt aneinander, sie besitzen im Mittel eine Dicke von 0,005 mm, sind aber ganz durchspickt von feinsten kugeligen Glaströpfchen, die in ihren Dimensionen sich bewegen zwischen Durchmessern von 0,001 und 0,002 mm. Ausserdem ist das ganze Chondrum auch erfüllt von staubförmig verteilten opaken Körnchen und in ihren randlichen Teilen lassen sich als Einlagerungen einzelne kleinste Eisen- und Troilitflitterchen bestimmen. Bei der Herstellung des Dünnschliffes ist leider das Chondrum durch Bildung einiger Sprünge etwas aus dem Leim gegangen.

Besonders schön prägt sich der radialstrahlige Bau dieser Enstatitchondren aus an dem Teilstück eines solchen Kügelchens, das durch Photographie Tafel XIII, 1 dargestellt wird. Die Längsdimension dieses Faserbündels beträgt 0,841 mm. Bezüglich der kristallographischen und optischen Verhältnisse und auch hinsichtlich der Einschlüsse gilt dasselbe, was bei dem eben erwähnten Chondrum gesagt wurde. Nur ist hier besonders hervorzuheben, dass das Enstatitfaserbündel von einzelnen unregelmässig quer angeordneten Streifen durchsetzt wird, in denen sich das Mineral fast vollständig einschlussfrei erweist. Der Enstatit hat hier auch nicht seine ausgesprochen faserige Ausbildung beibehalten, sondern ist übergegangen in ein feines Körneraggregat, das aber optisch nicht mehr einheitlich unter sich und auch nicht mehr übereinstimmend mit den Enstatitfasern orientiert ist. Es handelt sich in diesen Streifen wohl um Rissbildungen im ursprünglichen Chondrum, von denen aus eine Umkristallisation des Enstatits stattgefunden hat.

Die starke Anreicherung der Eisen- und Troilitkörnchen in einigen randlichen Teilen des Chondrums fällt hier ganz besonders ins Auge.

Die Ausbildungsweise der beobachteten strahligen Enstatit-Chondren ist eine verschiedene: Entweder scheinen sie ursprünglich einen zentrischen Aufbau besessen zu haben, sind aber jetzt nur noch in Bruchstücken vorhanden, in denen sich das gleichmässige Wachstum von einem gemeinsamen Mittelpunkte aus nicht mehr feststellen lässt, oder wir beobachten aber, dass sich die Enstatitstrahlen in den Chondren exzentrisch anordnen, dass also die Kristallisation im unterkühlten Schmelztropfen von einem oder mehreren peripheren Punkten

aus erfolgt sein muss. So haben sich die einfach radialstrahligen und die zusammengesetzt radialstrahligen exzentrischen Chondren gebildet. Letztere zeigen eine grosse Mannigfaltigkeit ihres Aufbaues. Die einzelnen Strahlenbüschel durchsetzen das Chondrum in sehr verschiedenen Richtungen, so dass sie durch den Schliff im selben Kügelchen oft parallel und senkrecht zur Faserrichtung getroffen werden. Von diesen exzentrischen Kristallisationszentren sind eben die Enstatitfasern in ganz verschiedenen Richtungen angeschossen und fortgewachsen, so weit es ihnen die Ausdehnung des Schmelztropfens oder die Konkurrenz mit andern Kristallisationsbereichen gestattete. Bei den zentrischen Chondren war offenbar die Kristallisation der Enstatitstrahlen eine langsamere und daher viel regelmässigere.

β) Polysomatische Enstatitchondren. Die zusammengesetzt radialstrahligen Enstatitchondren stellen eigentlich bereits eine Übergangsform von der monosomatischen zur polysomatischen Chondrenform dar, man könnte sie sowohl zu den einen, wie auch zu den andern rechnen. Nun enthalten aber die untersuchten Schliffe auch Enstatitchondren von ausgesprochen polysomatischem Charakter. Ein solches Chondrum von vollkommener Kugelform weist einen Durchmesser von 0,535 mm auf. Das Kügelchen setzt sich zusammen aus grössern und kleinern Enstatitkörnern, von denen die erstern z. T. eine gute kristallographische Umgrenzung besitzen und daher den kleinern Körnern gegenüber einsprenglingsartig hervortreten, so dass das ganze Chondrum eine porphyrartige Struktur bekommt, die aber vorherrschend kristallinisch ist, da die einzelnen Enstatitkörner meist direkt durch den Kristallverband miteinander verwachsen sind. Nur ganz untergeordnet fügen sich in kleinen unregelmässig gestalteten Zwickeln trübe bräunlich-graue Glaseinlagerungen zwischen die Körner ein. In den randlichen Partien des Chondrums ist die Anordnung der Enstatitkristalle z. T. eine tangentiale, z. T. eine radiale, im Kerne des Kügelchens dagegen sind sie mehr richtungslos unregelmässig verteilt.

Das ganze Chondrum wird von feinen Eisen- und Troilitflitterchen imprägniert, die sich sowohl in die Kristalle selbst, als auch zwischen dieselben einlagern. Besonders reich an Erzeinschlüssen erweisen sich die randlichen Partien des Chondrums, an seiner Peripherie wird es direkt umsäumt von einem Kranze feinster Troilitkörnchen, die eine fast vollständig zusammenhängende Rinde bilden. Dieser schaligen

Umgrenzungslinie schmiegen sich die Konturen der Enstatitkörner in abgerundeten Formen an. Man erhält den Eindruck, dass im rotierenden und erstarrenden Schmelztropfen die sich ausscheidenden schweren Erzbestandteile möglichst gegen den Rand gewandert seien. Die feinen Glastränen- und Glaströpfchen, welche die Enstatitkörner reichlich durchsetzen, verteilen sich ziemlich gleichmässig durch das ganze Kügelchen, sie lassen kaum eine Anreicherung weder in den zentralen, noch in den peripheren Teilen erkennen.

3. Klinoenstatit-Chondren.

α) Monosomatische Klinoenstatit-Chondren. Ein solches Chondrum wurde nur in einem einzigen Falle beobachtet. Es gelangt in der Photographie Tafel XIII, 2 zur Darstellung. Der Klinoentstatitkristall, der das Chondrum bildet, hat eine ungefähr elliptische Umgrenzung von 0,450 mm Länge und 0,250 mm Breite. Dieses Hauptkorn wird aber z. T. noch umhüllt von einem feinen Trümmerwerk desselben Minerales, das aber jedenfalls nur vom grossen Kristall abgebröckelt ist, so dass das ganze doch als ein monosomatisches Chondrum aufgefasst werden darf. Die optischen Eigenschaften des Klinoenstatits wurden schon weiter oben festgelegt. Der vorliegende Kristall zeigt eine Auslöschungsschiefe mit den scharf verlaufenden feinen Spaltrissen von 15 °. Das Korn wird durchsetzt von einer bräunlich-grauen, schlierig-netzartig verteilten Glasmasse, die bei stärkerer Vergrösserung (400—500-fach) eine fein granulierte Beschaffenheit hervortreten lässt.

β) Polysomatische Klinoenstatit-Chondren. Diese Chondrenart konnte nirgends mit Sicherheit in einem ausgesprochenen Typus festgestellt werden. Es ist zwar wohl möglich, dass einzelne kleinere Klinoenstatitkörner sich mit am Aufbau der polysomatischen Enstatit-Chondren beteiligen, wenn aber diese kleinen, unregelmässig gestalteten Klinoenstatittrümmer eine ungünstige Lage im Schliffe haben, so lassen sie sich recht schwer vom Enstatit selber unterscheiden. Ein derartiger Mineralbestand der Chondren würde uns aber hinüberführen zu den gemischten Chondren, unter denen mit Sicherheit nur

4. Polysomatische Olivin-Enstatit-Chondren festgestellt werden konnten, die in den untersuchten Schliffen in mehreren Exemplaren vorhanden sind. Als Repräsentant und Typus dieser Chondrenart möge das Kügelchen dienen, das auf Tafel XIV, 1 abgebildet wird. Das

Chondrum hat ideal kugelförmige Umgrenzung und besitzt einen Durchmesser von 0,765 mm. Es besteht aus einem Haufwerk von vorherrschenden Olivin- und untergeordneten Enstatitkörnern, beide von unregelmässig splitteriger Gestalt, kaum nur Andeutungen von kristallographischer Begrenzung erkennen lassend. Das ganze Chondrum und z. T. auch die einzelnen Mineralkörner werden durchsetzt von feinen Eisen- und Troilitflitterchen, die sich am Rande des Kügelchens anreichern und zusammen mit einer dünnen Glashaut dessen Oberfläche umkleiden. Auch in diesem gemischten Chondrum werden ähnlich, wie bei den polysomatischen Enstatitchondren die einzelnen Mineralkörner hauptsächlich durch den eigenen Kristallverband, ganz untergeordnet durch verkittende Glasmasse zusammengehalten. Sie enthalten reichlich feine Gas- und Glaseinschlüsse. Die ganze Struktur des Chondrums erweckt den Eindruck, dass sich die Gemengteile als Kristalltrümmer in rotierendem Fluge zusammengeballt haben. Rechts unten ist ein grosses Olivinkorn an das Chondrum angebacken.

Im Vorhergehenden wurden die Hauptresultate wiedergegeben, die die mikroskopische Untersuchung des Meteoriten im durchfallenden Lichte in Bezug auf seinen Mineralbestand und auf seine strukturellen Verhältnisse lieferten. Alle die beobachteten Tatsachen hätten sich zweifelsohne noch um weiteres Material nach der einen und der andern Seite hin vermehren lassen, wenn die Zahl der zu untersuchenden Dünnschliffe hätte vergrössert werden können, denn schon bei der jetzigen Anzahl der Präparate gibt sich deutlich zu erkennen, dass die Gesteinsbeschaffenheit des Ulmizer Meteoriten in seinen verschiedenen Teilen starken Schwankungen unterworfen ist. Doch sind diese Verschiedenheiten nicht derart, dass die Artmerkmale des Gesteines an der einen und an der andern Stelle wechseln würden, diese sind vielmehr überall höchst charakteristisch, aber in der relativen Häufigkeit der einzelnen Gesteinsgemengteile, in ihren besondern Ausbildungsformen und in den unruhig wechselnden strukturellen Verhältnissen gelangen überall grosse Variationsmöglichkeiten zur Geltung.

Die grösste Ungleichmässigkeit in ihrer Verteilung und in der besondern Formentwicklung der Gemengteile kommt aber entschieden den opaken Mineralien, den Erzen zu. Unter ihnen spielen die wichtigste Rolle das Eisen und der Troilit. Ihre quantitative Verbreitung ist von Stelle zu Stelle ausserordentlich starken Schwankungen unterworfen, doch ohne dass sich eine Gesetzmässigkeit in ihnen feststellen

liesse. Diese letztere Tatsache mag aber ihren Grund vornehmlich darin haben, dass die wenigen zur Verfügung stehenden Präparate nur von zwei kleinen Bruchstücken des Meteoriten stammen und daher eine Übersicht über die Gesamtverteilung der Mineralien im ganzen Meteoriten nicht ermöglichen. Immerhin liegt aber doch allen im folgenden gemachten Angaben das Bestreben zu Grunde, so viel wie möglich nur Mittelwertsverhältnisse zu berücksichtigen.

In den weiter oben gemachten Ausführungen über den Mineralbestand des Meteoriten wurden die opaken Bestandteile, wie metallisches Eisen, Troilit, Chromit und der seltene Schreibersit vorläufig nur mit Namen angeführt, ihre nähere Untersuchung war im durchfallenden Lichte nicht möglich. Jene erste mikroskopische Untersuchungsmethode muss notgedrungenerweise noch ergänzt werden durch die chalkographische Methode, die nicht nur eine genauere Untersuchung der opaken Erze erst ermöglicht, sondern auch im Stande ist, manche Beobachtungen an den silikatischen Gesteinsgemengteilen noch weiter zu bestätigen und zu ergänzen.

B. Untersuchung im auffallenden Lichte (chalkographische Untersuchung).

Leider war es nicht möglich, die chalkographische Untersuchung des Ulmizer Meteoriten ebenso einlässlich durchzuführen, wie das bei der Untersuchung im durchfallenden Lichte geschehen konnte, weil das Untersuchungsmaterial ein viel spärlicheres war. Es standen zwei Anschliffe zur Verfügung, von denen aber der eine, in Privatbesitz sich befindende, möglichst geschont werden musste, und der andere enthielt gerade die opaken Bestandteile in weit geringerer Verbreitung und vor allem nicht in ebenso typischen Ausbildungsformen.

Bei der Herstellung und Untersuchung der chalkographischen Präparate war dem Verfasser Dr. H. HUTTENLOCHER behilflich, für diese Mitarbeit sei ihm hier der beste Dank ausgesprochen.

Es wurde bereits erwähnt, dass die Untersuchung im auffallenden Lichte die Dünnschliffuntersuchung in mancher Hinsicht zu vertiefen und zu erweitern vermag. Das ist besonders bei der Mikroskopie der Schmelzrinde der Fall, weil die Beobachtung im kombinierten durchfallenden und auffallenden Lichte es ermöglicht, das Oberflächenrelief viel besser zum Ausdruck zu bringen. Jede der beiden Beleuchtungsmethoden würde für sich allein nur ein mehr oder weniger silhouettenhaftes Bild liefern, aber so, dass die beiden Schattenrisse sich nicht

decken, sondern sich vielmehr wie Positiv und Negativ verhalten, der eine derselben fällt in die Lücken des andern. Die kombinierte Beleuchtung muss also ein detailreicheres und vor allem ein weniger hartes Bild ergeben. Diese Untersuchungsmethode liefert daher besonders bei der mikrophotographischen Wiedergabe der Erscheinungen in vielen Fällen weit günstigere Resultate. (Vergl. die Tafeln VI, 1 und 2, VII, 2 und XI, 2). Wie diese photographischen Aufnahmen zeigen, kommen dadurch manche strukturellen Verhältnisse, die schon oben bei der Untersuchung im durchfallenden Lichte bereits beschrieben worden sind, noch besser zur Geltung. Im folgenden haben wir uns aber noch zu befassen mit der Beschreibung der opaken Gesteinsgemengteile des Meteoriten, die sich nach der Häufigkeit ihres Auftretens in folgende Reihenfolge einordnen: Troilit (Magnetkies), Eisen, Chromit, Schreibersit. Diese Aufzählung der Erze nach ihrer quantitativen Verbreitung ergibt sich sowohl aus der planimetrischen Ausmessung in den beiden zur Verfügung stehenden Anschliffen, wie auch aus ihrer Berechnung aus der chemischen Analyse. Die nach beiden Methoden gewonnenen Zahlenwerte zeigen eine recht gute Übereinstimmung (vergl. Näheres darüber weiter unten bei der Auswertung der Resultate der chemischen Analyse).

Unter den opaken Mineralgemengteilen des Ulmizer Meteoriten hat also die Hauptverbreitung der

a) Troilit (Magnetkies), d. h. das einfache Schwefeleisen, das im allgemeinen der Formel FeS entspricht. Dieses Mineral hat seinen Namen im Jahre 1863 durch HAIDINGER erhalten und ist nach dem Jesuitenpater DOMENICO TROILI benannt worden, der in einem im Jahre 1766 in Modena gefallenen Meteoriten als Erster das Vorkommen von Schwefeleisen erwähnt hat. So hat man sich gewöhnt, seit Haidingers Zeiten das Schwefeleisen der Eisen-Meteoriten als Troilit, dasjenige der Steinmeteoriten aber, das man für identisch hielt mit dem auch irdisch vorkommenden einfachen Schwefeleisen, als Magnetkies zu bezeichnen. Der Unterschied zwischen Troilit und Magnetkies sollte in der kristallographischen Zugehörigkeit der beiden Schwefeleisen gegeben sein, indem dem Troilit kubische, dem Magnetkies dagegen hexagonale Kristallform zugeschrieben wird. Nach G. LINCK (Ber. d. dtsch. Chem. Ges. 32, 896, 1899), besteht aber in kristallographischer Hinsicht kein Unterschied zwischen Troilit und Magnetkies, das Schwefeleisen der Meteoriten ist nur die eisenreiche Verbindung einer Magnetkiesreihe, deren Endglieder in ihrer moleku-

laren Zusammensetzung sich bewegen zwischen den Werten Fe_5S_6 und $Fe_{16}S_{17}$. Diesem letztern Gliede der isomorphen Mischungsreihe der Pyrrhotine würde sich der Troilit als schwefelärmstes Endglied anschliessen, und es ist von BREZINA angenommen worden, dass sich die Magnetkiese in einer sauerstoffreichen, der Troilit dagegen in einer wasserstoffhaltigen Atmosphäre bilden (A. Brezina: Über die Meteoreisen von Bolson de Mapimi. Sitzungsbericht d. Wiener Akademie 1881, 83, I, pag. 473—476). Die beiden Einfach-Schwefeleisen nach der Art ihres Auftretens zu unterscheiden, indem man dasjenige der Steinmeteoriten schlechterdings als Magnetkies und das der Eisenmeteoriten als Troilit bezeichnet, scheint mir nicht berechtigt zu sein, da zwischen diesen beiden extremen Meteoritentypen durch alle Abstufungen der Lithosiderite und Pallasite fortlaufende Übergänge gegeben sind.

Diese kurzen allgemeinen Ausführungen über die Unterscheidung von Troilit und Magnetkies wurden hier eingeschaltet, weil auch das reichlich vorhandene Schwefeleisen des Meteoriten von Ulmiz seinem optischen Verhalten nach als Magnetkies bezeichnet werden müsste (Doppelbrechung). Trotzdem soll hier der Name Troilit beibehalten werden, weil nach den in der Literatur vorliegenden Angaben einfach brechendes FeS in Meteoriten überhaupt noch gar nicht festgestellt worden ist, und weil andernseits doch die Form des Auftretens im Steinmeteorit von Ulmiz sich als charakteristisch erweist. Leider war bei der geringen Menge des Untersuchungsmateriales nicht daran zu denken, das Mineral zu isolieren und zur Bestimmung seiner molekularen Zusammensetzung eine quantitative Analyse auszuführen. Wegen der intensiven Durchwachsung der Troilitkörner mit andern feinst verteilten Gesteinsgemengteilen, wäre es überhaupt fraglich, ob genügend reine Substanz für die Analyse gewonnen werden könnte.

Auch alle die Ätz- und Lösungsreaktionen, die im Laufe der Zeit für die Unterscheidung von Troilit und Magnetkies von den verschiedenen Autoren angegeben worden sind, scheinen für den endgültigen Entscheid nicht stichhaltig genug zu sein.

Heute darf wohl die Frage nach der Natur des meteoritischen Schwefeleisens noch nicht als definitiv erledigt betrachtet werden, und so lange das nicht der Fall ist, soll hier vorläufig für dieses kosmische Mineral, da es doch durch verschiedene Eigentümlichkeiten gegenüber den irdischen Magnetkiesvorkommnissen ausgezeichnet zu sein scheint, der Name Troilit beibehalten werden.

Der Troilit des Meteoriten von Ulmiz beteiligt sich mit 6,8 Gewichtsprozent, oder 5,4 Volumprozent (berechnet aus der chemischen Analyse, 6,4 Volumprozent durch planimetrische Ausmessung in den beiden zur Verfügung stehenden, erzreichen Anschliffen bestimmt) an der Zusammensetzung des Gesteines. Das Mineral ist vorwiegend in gerundeten, kompakten Körnchen, z. T. aber auch in unregelmässig kantigen Flitterchen durch das ganze Gestein verteilt, wobei es sich allerdings recht ungleichmässig anordnet, an der einen Stelle sich anreichernd, an der andern viel spärlicher auftretend.

Die Körnchen lassen sich in dem stark porösen, tuffartigen und vielfach durchspaltenen Gestein schwer anpolieren, was z. T. auf die grosse Sprödigkeit des Minerals, besonders aber auf die intensive Durchwachsung des Troilits mit den übrigen Gemengteilen des Gesteines zurückzuführen sein mag. Die Körner besitzen daher meist eine stark narbige Oberfläche, trotzdem zeigen sie aber die typische Reflexfarbe: licht cremegelb mit einem Stich ins Rosa (nach der Ostwald'schen Farbenskala ge 13, d. i. 22 % Weiss, 44 % Schwarz, 34 % erstes Kress). Dem unbewaffneten Auge, oder bei Betrachtung mit der Lupe erscheinen die Troilitkörnchen, sofern sie überhaupt wahrgenommen werden können, mit tombakbrauner Farbe.

Bei der Beobachtung im polarisierten Lichte ergibt sich, dass die einzelnen Körner nicht einheitliche Individuen sind, sondern sie lösen sich bei 200—300-facher Vergrösserung auf in feine Körneraggregate, die in komplizierten, verzahnten Strukturen miteinander verwachsen sind. Die einzelnen doppelbrechenden Körner haben eine verschiedene Orientierung, sie löschen zwischen gekreuzten Nicols verschieden, aber nicht vollständig aus (wohl infolge elliptischer Polarisation). Ihre Interferenzfarben zeigen braun-rosa Töne. (Tafel XVII, 2 gibt eine photographische Aufnahme im polarisierten Licht bei gekreuzten Nicols wieder und zeigt ein körniges Troilitaggregat eingeschlossen in ein Eisenkorn. Im gewöhnlichen Licht erscheint das gleiche Troilitkorn einheitlich, abgesehen davon, dass es von feinsten Silikatsplitterchen durchspickt wird, vergl. Tafel XIV, 2).

Eine besondere Ausscheidungsform des Troilits liegt noch vor in den feinsten Äderchen, die an zahlreichen Stellen am Rande des Meteoriten beobachtet werden konnten. Sie reichen kaum weiter als ca. 150 μ in das Gestein hinein und ihre Breite bewegt sich nur zwischen Werten von 0,5—1,5 μ. Die Spältchen verästeln sich z. T. und erwecken durchaus den Eindruck, dass es sich um Kontraktions-

risse handle. Soweit die möglichen Vergrösserungen das festzustellen erlauben, hat das FeS auf diesen Spältchen dieselben Eigenschaften, wie sie eben beschrieben worden sind.

Das Schwefeleisen muss ausserordentlich leichtflüssig gewesen sein, um in diese Kapillaren eindringen zu können. Stellenweise hat sich diese Sulfidschmelze nicht nur in die Gesteinsrisse injiziert, sondern das poröse Gestein auch direkt imprägniert und so eine fein wurmförmige Verteilung des Troilits hervorgebracht (Vergl. Tafel XV, 1 und 2). Dass in den Randpartien des Meteorits überhaupt infolge des relativ niedrigen Schmelzpunktes des Troilits (1170° C) eine Anreicherung des Minerales stattgefunden hat, darauf wurde schon weiter oben hingewiesen.

Bezüglich des Ausscheidungsverhältnisses zwischen Troilit und Eisen ist noch hervorzuheben, dass einzelne Troilitkörner beobachtet wurden, die ausser von feinstverteilten silikatischen Einschlüssen emulsionsartig von winzigsten Eisenkörnchen durch und durch durchsetzt werden. (Vergl. Tafel XVI, 1). Beide Mineralien müssen sich in diesem Falle also offenbar gleichzeitig aus einer komplexen Schmelzlösung ausgeschieden haben, die sich bei sinkender Temperatur in einen vorherrschend sulfidischen Anteil und in die mit ihm emulionierte reine Eisenschmelze entmischt hat. Es ist wohl zu verstehen, wenn sich unter solchen Bedingungen und bei der Sauerstoffarmut der Umgebung ein Fe-reiches Glied der Pyrrhotinreihe gebildet hat.

b) Eisen. Wie fast alle Steinmeteoriten, so enthält auch der Meteorit von Ulmiz, zwar in sehr ungleicher Verteilung, metallisches Eisen in Form von unregelmässig buchtartig und zackig gestalteten Flitterchen (vergl. Tafel VI, 1 und 2, Tafel IX, 1, Tafel XVI, 2 und Tafel XVIII, 2), die z. T. von den silikatischen Bestandteilen vollkommen durchwachsen sind, oder sich zwischen diese in ganzen Zügen und einzelnen Nestern einlagern. Dabei können sich Metall und Silikate gegenseitig einschliessen. Bisweilen bilden einzelne Eisenindividuen geradezu ein netzartiges Gewebe, das die silikatischen Gemengteile umschliesst. Dass nicht, oder wenig angeschmolzene, z. T. mit einer dunklen Lackschicht überzogene Eisenkörnchen in die Schmelzrinde des Meteoriten hinein, oder aus ihr herausragen, wurde weiter oben erwähnt. Nach der Gesamtanalyse des Gesteines und nach den Ergebnissen der chalkographischen Untersuchung, handelt es sich z. T. um Nickel-haltiges Eisen (vergl. weiter unten). Die genaue direkte quantitative Bestimmung des Gehaltes an metallischem Eisen war im

vorliegenden Falle kaum möglich, z. T. deshalb, weil zur chemischen Untersuchung nur eine kleine Probe des seltenen Materiales, die gerade für eine quantitative Analyse ausreichte, zur Verfügung stand und weil andernseits eine magnetische Separation zu keinem einwandfreien Resultate geführt hätte, denn auch bei der feinsten, für die magnetische Trennung noch zulässigen Pulverisierung des Gesteines, wäre es nicht möglich gewesen, die Eisenkörnchen homogen genug zu erhalten. Auch bei geringster Korngrösse würden die einzelnen, sehr duktilen und daher schwer zu pulverisierenden Flitterchen immer noch silikatische Bestandteile eingeschlossen enthalten haben und dadurch wäre eine genaue gravimetrische Bestimmung verunmöglicht worden. Es wurde daher zur Feststellung des Gehaltes an metallischem Eisen ein anderer Weg eingeschlagen:

Da durch die mikroskopische Untersuchung die qualitative mineralogische Zusammensetzung des Gesteines vollständig festgestellt war, wurde aus der chemischen Analyse sein quantitativer Mineralbestand berechnet und so auf einem ersten Wege der Gehalt an metallischem Eisen rechnerisch bestimmt, dieser ergab sich zu 6,2 Gewichtsprozent, oder 3,6 Volumprozent. Zur Kontrolle dieser berechneten Prozentgehalte wurde in den verfügbaren chalkographischen Präparaten durch etwa tausend planimetrische Ablesungen (und in annähernd ebenso vielen Auszählungen wurde auch die Menge des Troilits volumetrisch bestimmt) und durch Mittelung der erhaltenen Werte der Eisengehalt mikroskopisch ausgemessen. Diese Bestimmungsmethode ergab 4,1 Volumprozent, also eine ziemlich gute Übereinstimmung mit dem berechneten Wert. Immerhin haben aber diese planimetrischen Ausmessungen mit aller Deutlichkeit gezeigt, dass die Verteilung des Eisens im ganzen Gestein eine ausserordentlich ungleichmässige ist. Hätten Anschliffe von andern Stellen des Meteoriten zur Planimetrierung zur Verfügung gestanden, so würden diese Messungen wohl auch noch einen etwas abweichenden Mittelwert geliefert haben, aber es entspricht ja auch die Berechnung aus der chemischen Analyse nur der Mittelzusammensetzung eines relativ kleinen Anteils des ganzen Meteoriten.

Die chalkographische Untersuchung, soweit sie sich mit dem spärlichen Materiale durchführen liess, hat folgende Feststellungen über die Natur des vorhandenen Eisens ermöglicht:

Es sind drei Arten von Eisen vorhanden. Die vorherrschende Art, welcher der Hauptbestand sämtlicher Körner zugehört, gibt eine zinnweisse Reflexfarbe und besitzt ein ausgezeichnetes Reflexionsver-

mögen. Wegen der grossen Weichheit (Härte 4—5) bereitet aber die Politur grösste Schwierigkeiten. Eine ausreichende Politur war nur möglich mit feinster geschlämmter Tonerde. (Nr. 3 von Dujardin in Düsseldorf.) Nach ihrem optischen Verhalten, nach der Löslichkeit und Härte entspricht dieses Eisen dem

Kamazit (Balkeneisen)[1]) der Eisenmeteoriten, d. h. es stellt eine Eisen-Nickel-Legierung dar mit einem Nickelgehalt unter 6 % stehend.

Viel seltener wie dieser schwach nickelhaltige Kamazit und in ihm nur als Einschlüsse auftretend, ist eine zweite Eisenart, deren Reflexfarbe gegenüber dem Balkeneisen einen schwachen Stich ins gelbliche zeigt. Das gute Reflexionsvermögen stimmt mit demjenigen der ersten Eisenart überein. Dagegen ist nach dem Wandern des Lichtscheines beim Heben des Mikroskoptubus zu schliessen, dass diese zweite Eisenart eine geringere Härte besitzt wie der Kamazit. Beide Eisen sind ziemlich schwer anätzbar, aber die letztere Legierung wird noch schwerer angegriffen, wie das nickelarme Balkeneisen, doch läuft sie leicht in einem isabellgelben Farbton an. Alle diese Eigenschaften lassen keinen Zweifel übrig, dass es sich in dieser zweiten Eisenart um den

Taenit, oder das Bandeisen handelt, dessen Nickelgehalt etwa bei 30 % steht. Beide Eisenarten erweisen sich als optisch isotrop. Die Menge und Art des zur Verfügung stehenden Untersuchungsmateriales erlaubte leider ihre weitere chemische Bestimmung nicht. Bezüglich des Auftretens und des gegenseitigen Verhaltens der beiden Eisenlegierungen mag noch folgendes hervorgehoben werden:

Die meisten Eisenkörner scheinen dem Kamazit zuzugehören, jedenfalls lassen sie auch bei den stärksten anwendbaren Vergrösserungen keine besondern innern Strukturen erkennen. Es ist aber auch möglich und für diese Auffassung spricht auch der relativ hohe Nickelgehalt des Meteoriten, dass die Hauptmenge der Eisenkörner eine feste Lösung von Kamazit und Taenit darstellt, die sich wegen zu rascher Abkühlung dieser Flitterchen nicht hat entmischen können. Wenn man nämlich den Gesamtnickelgehalt des Gesteines als mit dem Eisen legiert auffasst, so ergibt das einen Ni-Gehalt des Eisens von rund 25 %. Dieser Wert entspricht ungefähr dem Ni-Gehalt des sog.

[1]) Der Name kommt daher, weil dieses Eisen in den Eisenmeteoriten oft balkenartig entwickelte Individuen bildet, die von feinen Bändern (Blechen) des sog. Bandeisens oder Taenits umkleidet werden. Das Fülleisen oder der Plessit füllt die Zwickel zwischen den Kamazit-Balken aus.

Plessits oder Fülleisens, das ist die dritte Eisenart, die man in den Eisenmeteoriten als sogenannte „Trias" mit dem Kamazit und dem Taenit gesetzmässig verwachsen findet und durch deren Herausätzung die Widmanstätten'schen Figuren entstehen. Der Plessit stellt nun tatsächlich das unterkühlte, eutektische Gemisch des Kamazits und des Taenits dar.

Dass im Ulmizer Meteoriten die Abkühlung der nicht struierten Eisenkörner rasch vor sich gegangen sein muss, scheint sich aus einer Beobachtung zu ergeben, die durch die Photographie Tafel XVII, 1 (Aufnahme im auffallenden Lichte) wiedergegeben wird. Es handelt sich hier um ein einheitliches Olivinkorn, das aber von unregelmässig angeordneten, fein granulierten, d. h. z. T. entmischten Glaseinschlüssen durchsetzt wird und das ganz durchspickt erscheint von fein verteilten rundlichen und unregelmässig zackigen Eisenkörnchen und Eisenflitterchen, die alle die zinnweisse Reflexfarbe des Kamazits zeigen, also jedenfalls einer Ni-ärmern Legierung wie der Taenit entsprechen.

Bei starker Vergrösserung zeigt es sich nun aber, dass diese winzigen Eiseneinschlüsse des Olivins alle mehr oder weniger ausgesprochen von einer feinen Glashaut umschlossen werden. Es muss sich also an ihrer Peripherie die Olivinschmelze relativ rasch abgekühlt haben, so dass sie sich in glasiger Form verfestigt hat. Dadurch erklärt sich auch, dass bei dieser schnellen Temperaturerniedrigung nicht genügend Zeit zur Entmischung der festen Eisen-Nickel-Lösung gegeben war, diese ist in ihrem einheitlichen, ursprünglichen eutektischen Erstarrungsgemisch verblieben.

Anders verhielten sich einige grössere Eisenkörner, die allerdings in den beiden Anschliffen nur in wenigen Exemplaren zu finden waren; sie lassen die eutektoide Entmischung der plessitischen Fe-Ni-Legierung in ausgezeichneter Weise zum Ausdruck kommen. Die schönsten derartigen Beispiele werden uns wiedergegeben durch die Photographien Tafel XIV, 2, Tafel XVII, 2 und Tafel XVIII, 1. Auf Bild Tafel XVIII, 1 trat die eutektoide Verwachsung der beiden Eisenarten erst deutlich hervor, nachdem der Anschliff etwas angelaufen war. Dieses intensiv gelbe Anlaufen der umschlossenen Eisenart kam unabsichtlich zu Stande, nachdem der Anschliff, der sich bei Anwendung des Immersionsöles mit diesem Öle und mit dem Einbettungsmittel Canadabalsam verschmiert hatte, mit absolutem Alkohol und mit Wasser und Seife mehrmals gereinigt worden war.

Auch die Photographien Tafel XIV, 2 und Tafel XVIII, 1 entsprechen der gleichen Anschliffstelle, nur ist erstere aufgenommen im gewöhnlichen, letztere im polarisierten Lichte zwischen gekreuzten Nicols.

Alle diese Bilder lassen uns dieselbe Tatsache erkennen, sie zeigen die Entmischung der Eisenkörner von ursprünglich plessitischer Zusammensetzung in das weisse, umhüllende Plessit-Kamazit-Eisen und in den eingeschlossenen in gelblicherem Tone erscheinenden Taenit. Wie die oktaedritischen Eisenmeteoriten vermuten lassen, ist es möglich, dass diese Entmischung oder dieses Umstehen der nickelhaltigen Eisenlösung erst im festen Zustande stattgefunden hat. Die vorliegenden Bilder zeigen deutlich, in welch komplizierten, bizarren, oft geradezu kramenzelartigen Strukturen die beiden Eisen sich durchdringen können. Es haben sich bei der Entmischung typische Eutektoidformen herausgebildet. Photographie Tafel XVII, 2 zeigt noch eine charakteristische Eigentümlichkeit dieser Entmischungsstrukturen zwischen Kamazit und Taenit, wie man sie in Steinmeteoriten häufig entwickelt findet: Die Eutektoidformen durchsetzen nur das Innere des Eisenkornes und erreichen seinen Rand nicht ganz, was sich wohl aus der Tatsache erklären lässt, dass an der Peripherie des Kornes die Abkühlung eine zu rasche war, um hier den Entmischungsvorgang noch zu ermöglichen.

Im Bild Tafel XVIII, 1 lässt der Taenit eine deutlich granulierte Oberfläche erkennen, was wohl selbst wieder auf noch feinere eutektoide Verwachsungen zurückzuführen sein dürfte.

Der gelblich-weisse Ton des Taenits und im besondern seine gelben bis bräunlichen Anlauffarben könnten eine Verwechslung mit dem weiter unten anzuführenden Phosphornickeleisen, dem Schreibersit nahe legen. Durch ihre Härte lassen sich aber die beiden Mineralien ohne weiteres sicher unterscheiden. Diejenige des Taenits ist geringer wie die des nickelärmern Eisens (H = 4—5), was an den oben erwähnten eutektoiden Verwachsungsformen sich unzweideutig nachweisen lässt. Die Härte des Schreibersits dagegen steht zwischen 6 und 7.

Wegen der ausserordentlich spärlichen Menge des Materiales und der kleinen Zahl der zur Verfügung stehenden Anschliffe ist die Bestimmung der verschiedenen Eisenlegierungen nicht geringen Schwierigkeiten begegnet und sie konnte daher zum Teil auch nur auf indirektem Wege durchgeführt werden. Die gute Übereinstimmung

zwischen dem chalkographisch gewonnenen Resultate und den Ergebnissen der chemischen Analyse gibt uns immerhin eine Garantie, dass den gezogenen Schlussfolgerungen ein hoher Wahrscheinlichkeitsgrad zukommt.

Als weiterer, seiner Menge nach allerdings sehr stark zurücktretender opaker Mineralgemengteil des Meteoriten von Ulmiz kann angeführt werden das Phosphornickeleisen das von HAIDINGER den Namen Schreibersit (von REICHENBACH früher Glanzeisen genannt) erhalten hat.

Die chemische Zusammensetzung dieses seltenen Gemengteiles der Meteoriten ist wohl noch nicht ganz endgültig festgestellt. Neuerdings wird für den

c) Schreibersit im allgemeinen die Molekularzusammensetzung $(Fe, Ni, Co)_3 P$ angenommen, es unterliegt aber keinem Zweifel, wie die vielen abweichenden Analysenresultate zeigen, dass in dieser Verbindung Fe, Ni und Co, respektive Fe_3P, Ni_3P und Co_3P sich in weitgehendem Masse isomorph vertreten können. Im Phosphornickeleisen von Ulmiz scheint jedenfalls das Co_3P stark zurückzutreten, oder zu fehlen, denn die chemische Analyse hat keinen feststellbaren Gehalt an Co ergeben.

Freilich ist das Mineral selber in unserm Steinmeteoriten in sehr geringer Verbreitung vorhanden. Chalkographisch gibt es sich zu erkennen in seltenen kleinen Körnchen und Flitterchen von zinnweisser Farbe mit einem Stich ins Stahlgraue, die aber an der Luft sehr leicht anlaufen und dann gelbliche Töne annehmen. So kann im nicht angelaufenen Zustand eine Verwechslung mit Kamazit, bei ausgeprägter Anlauffarbe dagegen eine solche mit Taenit wohl möglich sein. Wo nicht die optische Feststellung der Härteunterschiede (Schreibersit $H = 6^1/_2$, weit höher wie diejenige jener beiden andern Erze) eine sichere Unterscheidung ermöglicht, können auch bei der vorliegenden Untersuchung leicht Verwechslungen mit unterlaufen sein. Es wäre daher auch gewagt gewesen, die quantitative Verbreitung des Schreibersits von Ulmiz mikroskopisch bestimmen zu wollen.

Phosphornickeleisen in der stengelig-nadeligen Ausbildungsform des Rhabdits konnte nicht festgestellt werden.

Eine approximative Mengeberechnung des Schreibersits war nur möglich aus den Ergebnissen der chemischen Analyse. Wenn man den ganzen Phosphorgehalt des Gesteines auf dieses Phosphornickeleisen verrechnet, was aber vielleicht nur bedingt richtig ist, so ergibt

sich die Prozentzahl 1,1 für den Schreibersitgehalt des Meteoriten von Ulmiz. Diese Zahl würde also jedenfalls einem maximalen Werte entsprechen. An eine Separatanalyse des Minerales war natürlich bei seiner minimalen Verbreitung und bei der äusserst geringen Menge des chemischen Untersuchungsmateriales nicht zu denken.

Als letzter opaker Mineralgemengteil des Ulmizer Meteoriten ist noch zu erwähnen der

d) Chromit ($Cr_2O_3 \cdot FeO$). Wenn das Mineral auch stets in geringsten Mengen vorhanden ist, so bildet es doch einen ausserordentlich charakteristischen Bestandteil der Steinmeteoriten, die immer recht basische Gesteinstypen darstellen. Es steht dieses Auftreten also in voller Übereinstimmung mit den irdischen Chromitvorkommnissen, in denen das Mineral ausschliesslich in basischen Eruptivgesteinen, oder deren Umwandlungsprodukten getroffen wird.

Im Ulmizer Meteoriten hat das Chromeisenerz eine beschränkte Verbreitung. Das Mineral tritt in kleinsten, meist unregelmässig eckigen Körnchen und Splitterchen auf, die entweder einzeln sich durch die Gesteinsmasse verteilen, oder oft auch in nesterförmigen Anhäufungen in ihr sich lokal anreichern. (Vergl. Tafel XVIII, 2).

Die Körner haben ein nicht sehr starkes Reflexionsvermögen (das gleichzeitig mit im Bilde vorhandene zackige grosse Eisenkorn zeigt daher bei richtiger Belichtungszeit des Chromits eine starke Überstrahlung), und erscheinen im auffallenden Licht mit dunkel blaugrauer, Farbe. Eine Spaltbarkeit, oder irgend welche andern strukturellen Merkmale sind an ihnen nicht wahrzunehmen. Die unregelmässig eckig-splitterige Form der Körner lässt dagegen auf eine grosse Sprödigkeit des Minerales und auf einen unregelmässigen unebenen bis muscheligen Bruch schliessen.

Die Mengenverhältnisse des Chromits lassen sich wegen seiner feinen Verteilung und wegen dem unscheinbaren Aussehen den andern Erzen gegenüber nicht mikroskopisch-planimetrisch bestimmen und konnten nur aus dem Gesamtchromgehalt des Gesteines, indem dieser auf den Chromit allein bezogen wurde, berechnet werden. Weil das Chrom aber vielleicht auch in geringer Menge noch in isomorpher Beimischung des Olivins vorhanden ist, dürfte dieser berechnete Chromitgehalt, der sich zu 1,1 % ergibt, eher etwas zu hoch gewertet sein.

Wohl wäre es erfreulich und beruhigend gewesen, wenn die Möglichkeit vorgelegen hätte, die chalkographischen Untersuchungen

noch an weitern (ausser den zwei) Anschliffen durchführen zu können. Sicher hätten sich dadurch die Untersuchungsresultate vermehren und vielleicht auch vertiefen lassen.

3. Untersuchung auf Radioaktivität.

Durch STRUTT (Proc. Roy. Soc. A. Bd. 77, pag. 480, 1916), QUIRKE und FINKELSTEIN (Am. Journ. Bd. 44, 1917, pag. 237—242; Ref. N. I. B. f. Min. etc. 1921, Bd. II, pag. 35) und HALLEDAUER (Wien. Ber. 134, pag. 39, 1925) sind eine grössere Anzahl von Meteoriten auf ihre Radioaktivität untersucht worden. Aus diesen Messungen hat sich die Tatsache ergeben, dass die meisten Eisenmeteoriten inaktiv, die Steinmeteoriten dagegen im allgemeinen radioaktiv sind. Die Werte für die letztern schwankten zwischen $2{,}17 \cdot 10^{-12}$ bis $7{,}34 \cdot 10^{-14}$ gr Ra im gr Gestein. Die Eisen-führenden Steinmeteoriten, zu denen der Ulmizer Meteorit gehört, halten die Mitte der Werte zwischen Eisenmeteoriten und Steinmeteoriten. Die Radioaktivität der Steinmeteoriten entspricht im allgemeinen derjenigen der intermediären irdischen Eruptivgesteine und ist etwa viermal geringer, wie die mittlere Radioaktivität der Granite.

Es erschien daher von Interesse, mit diesen früher erhaltenen Resultaten auch eventuelle radioaktive Eigenschaften des Meteoriten von Ulmiz mit in Vergleich zu ziehen. Meinem Freunde Dr. H. HIRSCHI verdanke ich eine Überprüfung der Radioaktivität der drei grössten Bruchstücke (Stück des Naturhistorischen Museums in Bern, Stück des Musée cantonal in Freiburg und Stück in Privatbesitz von Dr. A. Schmid, Bern). Selbstverständlich erlaubte es die Art des Untersuchungsmateriales nicht eine eigentliche Messung des Ra-Gehaltes mit Hilfe der Schmelzmethode durchzuführen. Es liess sich nur die approximative Bestimmung der Emanationsabgabe an der Oberfläche der erwähnten Bruchstücke feststellen. Diese boten folgende Oberflächengrössen: Gesamte ungefähre Rindenoberfläche der drei Stücke 17,7 cm^2, gesamte ungefähre Oberfläche der Bruchseiten 22,2 cm^2. Die Stücke wurden auf ihre Rindenflächen in die ein Liter messende zylinderische Jonisationskammer gelegt, so dass sie mit einer freien Oberfläche von insgesamt ca. 30 cm^2 zur Wirkung gelangten. Nach den Angaben von Dr. Hirschi erzeugten die Meteoriten-Bruchstücke unter diesen Verhältnissen ein Stromaequivalent von $1 \cdot 10^{-6}$ statischen Einheiten. Diese Radioaktivität entspricht ungefähr dem mittlern Radiumgehalt eines Diorites. Es fügt sich also das Gestein des Ulmizer Meteoriten bezüglich seines radioaktiven Verhaltens den nor-

malen Verhältnissen der Steinmeteoriten ein. Genauere Untersuchungen über die Radioaktivität liessen sich wegen dem Mangel an Untersuchungsmaterial leider nicht durchführen.

4. Chemische Untersuchung.

A. Analysenresultate. Die makroskopische und mikroskopische Untersuchung der Struktur und des Mineralbestandes eines Steinmeteoriten vermag wohl schon ein charakteristisches Bild desselben zu geben. Zum genauen Vergleiche und zur Identifizierung mit andern Meteoriten und hauptsächlich auch zur Parallelisierung mit irdischen Gesteinen und zur Eruierung der Bildungsverhältnisse der Steinmeteoriten ist die möglichst genaue Feststellung ihrer chemischen Zusammensetzung unerlässlich.

Die chemische Analyse hat Dr. F. DE QUERVAIN, früher Chemiker-Assistent am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern, ausgeführt. Es sei hier Herrn de Quervain für seine sorgfältige Arbeit der beste Dank ausgesprochen. Die quantitative Analyse hat folgendes Resultat geliefert:

SiO_2	40,24 %	
TiO_2	0,33 %	
Al_2O_3	1,72 %	
Fe_2O_3	27,01 %	(gesamtes Fe als Fe_2O_3 bestimmt)
MgO	26,29 %	
CaO	3,76 %	
Na_2O	0,61 %	
K_2O	0,26 %	
H_2O+	0,22 %	
H_2O-	0,08 %	
P	0,24 %	
Ni	1,85 %	
S	2,48 %	
Cr_2O_3	0,74 %	
	105,83 %	

Das spez. Gewicht des Meteoriten beträgt D = 3,655

Die Analyse ergibt eine zu hohe Gesamtsumme der Bestandteile, weil wegen des zu spärlichen Analysenmateriales alles Fe (auch das metallische Eisen) nur als Fe_2O_3 bestimmt werden konnte. Der Überschuss an Sauerstoff bedingt die zu hohe Summe der Analyse. Über

die Unmöglichkeit der quantitativen magnetischen Isolierung des metallischen Eisens und einer gesonderten Bestimmung desselben wurde weiter oben (vergl. chalkographische Bestimmung des Eisens) gesprochen. Leider war es auch nicht möglich, mit dem verfügbaren Analysenmaterial eine Bestimmung des Kohlenstoffes vornehmen zu können, was wünschenswert gewesen wäre, um einen etwaigen geringen Gehalt an Cohenit $(Fe, Ni, Co)_3C$ oder an Graphit im Ulmizer Meteoriten festzustellen, welch beide Mineralien freilich in den zur Verfügung stehenden Präparaten mikroskopisch nicht nachgewiesen werden konnten.

B. Berechnung des Mineralbestandes. Aus diesen Analysenergebnissen wurde versucht, den Mineralbestand des Gesteines herauszurechnen. Zu dem Zwecke war es zuerst notwendig, die verschiedenen Formen des Eisens, die in der Analyse alle als Fe_2O_3 figurieren, auseinander zu halten. Ausgehend von der Annahme, dass diejenigen Bruchstückchen, welche das Material für die chemische Analyse geliefert haben, in ihrer mineralogischen Zusammensetzung den Teilen des Meteoriten entsprechen, aus welchen die beiden Anschliffe hergestellt worden sind (was im grossen und ganzen auch zutreffen dürfte), wurden die Mengen des metallischen Eisens und des Troilits in den chalkographischen Präparaten mikroskopisch-planimetrisch bestimmt. (Vergl. Näheres hierüber weiter oben bei der chalkographischen Untersuchung.) Zur Ermöglichung eines Vergleiches der gravimetrisch erhaltenen Resultate der Analyse mit den volumetrischen der Planimetrierung wurde der aus der Analyse in Gewichtsprozenten berechnete Mineralbestand umgerechnet auf Volumprozent. Durch diese Berechnungen, die ich ebenfalls Dr. F. DE QUERVAIN verdanke, ergab sich unter Berücksichtigung der mikroskopischen Untersuchungsresultate folgende prozentuale Zusammensetzung des Ulmizer Meteoriten an seinen Mineralgemengteilen:

Mineralbestand des Meteoriten ausgedrückt in Gewichtsprozenten:

1. Olivin	41,5 %	(31,9 % Mg_2SiO_4 · 9,6 % Fe_2SiO_4)
2. Enstatit Klinoenstatit	33,2 %	(20 % $MgSiO_3$ · 7,5 % $CaSiO_3$ · 5,7% $FeSiO_3$)
3. Metallisches Eisen	6,2 %	
4. Nickel	1,6 %	
5. Troilit	6,8 %	

6. Schreibersit	1,1 %	
7. Chromit	1,1 %	
8. Albitmolekül	5,2 %	Diese Bestandteile bilden die Glasmasse, die sowohl die einzelnen Silikatgemengteile des Meteoriten, wie auch interstrukturell das ganze Gestein durchsetzt. Glas = 8,5 %.
Orthoklasmolekül	1,7 %	
Anorthitmolekül	1,1 %	
TiO_2	0,3 %	
H_2O	0,2 %	

Das Mischungsverhältnis zwischen Mg- und Fe-Orthosilikat für den Olivin und von Mg-, Ca- und Fe-Metasilikat für den Enstatit (resp. Klinoenstatit) liess sich mit ziemlicher Genauigkeit bestimmen aus der Lichtbrechung, der Doppelbrechung und aus der Grösse des Achsenwinkels dieser Mineralien (vergl. weiter oben bei der optischen Untersuchung des Mineralbestandes).

Die Umrechnung des Gehaltes der Hauptgemengteile des Meteoriten auf Volumprozente ergab folgende Werte:

1. Olivin	43,2 %
2. Enstatit	36,6 %
3. Glas	11,2 %
4. Troilit	5,4 %
5. Nickeleisen	3,6 %

C. Vergleich mit andern Steinmeteoriten. Wenn wir die angegebene elementare und mineralogische Zusammensetzung des Meteoriten von Ulmiz vergleichen mit andern Steinmeteoriten, die in der Literatur eine eingehende Beschreibung erfahren haben, so fällt uns die weitgehende Übereinstimmung auf mit dem Meteoriten von Bjurböle bei Borgå in Finnland, der am 12. März 1899 gefallen ist und der durch W. RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM (vergl. Wilhelm Ramsay und L. H. Borgström: Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå Bull. d. l. Com. Geol. de Finlande. Nr. 12, 1902, pag. 1—28) eine gründliche wissenschaftliche Bearbeitung erfahren hat. Weil in dem Meteoriten von Bjurböle ein typischer Vertreter dieser Gruppe (Cc. nach dem Tschermak'schen System) vorliegt (vergl. weiter unten Einordnung des Meteoriten von Ulmiz in das System der Steinmeteoriten), so mag hier vergleichsweise die Zusammensetzung jenes finnländischen Meteoriten angeführt werden, umsomehr, da die beiden Gesteine auch weitgehende strukturelle Übereinstimmung aufweisen:

SiO_2	41,06 %
Al_2O_3	2,55 %
FeO	13,80 %
MgO	25,75 %
CaO	1,82 %
Na_2O	1,24 %
K_2O	0,32 %
P	0,14 %
Ni	0,72 %
NiO	0,07 %
FeS	5,44 %
Cr_2O_3	0,59 %
Fe	6,38 %
Co	0,04 %
MnO	0,12 %
	100,04 %

Die grosse Annäherung des Mineralbestandes der beiden Meteoriten ergibt sich aus diesem Zahlenvergleiche, trotz der z. T. etwas abweichenden Schreibweise aufs deutlichste.

In den einleitenden Bemerkungen zu dieser Mitteilung wurde gesagt, dass das Endziel der Meteoritenkunde darin bestehen muss, eine Petrographie des Himmelsraumes zu schaffen. Von der Erreichung dieses Zieles sind wir heute, z. T. wegen der Spärlichkeit des Untersuchungsmateriales und z. T. auch wegen des Fehlens eines ausreichenden astronomischen Tatsachenbestandes noch weit entfernt. Aber doch dürfte es auch jetzt schon grosses Interesse bieten, einen Vergleich zu ziehen zwischen der chemisch-mineralogischen Zusammensetzung unseres Meteoriten und derjenigen möglichst nahe verwandter irdischer Gesteine. Es wird uns dadurch die Möglichkeit gegeben werden, uns in Berücksichtigung des petrogenetischen Geschehens der Erde, wenigstens versuchsweise eine Vorstellung zu machen über die chemisch-physikalischen Verhältnisse des Bildungsraumes der Meteoriten.

5. Vergleich der chemisch-mineralogischen Beschaffenheit des Ulmizer Meteoriten mit derjenigen irdischer Gesteine.

A. Vergleich des Mineralbestandes. Wohl sind bis jetzt in den Meteoriten nur solche Elemente getroffen worden, die sich auch auf der Erde gefunden haben, und man kennt bis dahin aus ihnen

nur einige wenige Mineralarten, die nicht auch aus irdischen natürlichen Vorkommnissen (sondern nur als künstlich hergestellte Körper) bekannt geworden sind. Und doch fällt es trotz dieser Übereinstimmung schwer, einen direkten Vergleich zwischen dem Meteoritengestein und der entsprechenden irdischen Gesteinsart zu ziehen. Beide lassen auf alle Fälle wieder äusserst charakteristische Abweichungen voneinander feststellen.

Nach seinem Chemismus zeigt das Gestein des Meteoriten von Ulmiz nahe Übereinstimmung mit einem Lherzolith, d. h. mit einem ganz basischen Eruptivgestein. Vergleichsweise soll hier die chemische Zusammensetzung eines Lherzoliths von Johnny Cake Road. Baltimore Co. Md. U. S. A. wiedergegeben werden (vergl. H. Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre, 3. Auflage, pag. 216, Analyse Nr. 16).

SiO_2	43,87 %	
TiO_2	0,12 %	
Al_2O_3	1,64 %	
Cr_2O_3	0,44 %	
Fe_2O_3	8,96 %	(nicht direkt ver-
FeO	2,60 %	gleichbar)
MnO	0,19 %	
MgO	27,32 %	
CaO	6,29 %	
Na_2O	0,50 %	
H_2O	8,72 %	
	100,65 %	

Dichte des Gesteines D = 3,022

Trotz dieser nahen chemischen Übereinstimmung der beiden Gesteine ist nun aber der Mineralbestand beider in charakteristischer Weise verschieden. Die Lherzolithe bestehen zwar im wesentlichen auch aus Olivin, aus einem rhombischen und einem monoklinen Augit und der Chromgehalt ist z. T. dem monoklinen Augit isomorph beigemengt, z. T. aber als Chromit ausgebildet, letzteres analog dem Ulmizer Gestein. Was nun aber beide Gesteinsarten grundlegend voneinander unterscheidet und was für die Steinmeteoriten als typisches Merkmal gelten darf, ist ihr Gehalt an metallischem Eisen und die reichliche Troilit (FeS)-Führung.

Als petrographische Seltenheit kennt man zwar auch irdische Gesteine, die Ausscheidungen von metallischem Eisen enthalten. Es

möge erwähnt werden das klassische Vorkommnis des eisenführenden Basaltes von der Insel Disko in Westgrönland und das ebenso charakteristische Auftreten von Eisenausscheidungen im Basalt des Bühls bei Kassel.

In diesen beiden Fällen hat sich aber mit Sicherheit nachweisen lassen, dass das Eisen in metallischer Form in diesen Basalten nicht ursprünglich vorhanden war, sondern durch Reduktion oxydischer und sulfidischer Eisenverbindungen durch Kohlenstoff entstanden ist. (Vergl. C. BENEDICKS: Le fer d'Ovifak: un acier au carbone natif. Compte Rendu du XI. Congrès géol. internat. de Stockholm 1910, pag. 885—890 und W. EITEL: Studien über die Genesis der Einschlüsse des Bühlbasaltes. Abhandlg. der Senckenbergischen Naturforschenden Ges., Bd. 37, 1920, pag. 139—175). Also kennt man auf der Erde kein Gestein mit einem ursprünglichen Gehalt an metallischem Eisen. Dieser auffallende Gegensatz im Mineralbestand des sonst übereinstimmenden meteoritischen und irdischen Gesteines gibt uns die Möglichkeit, da wir über die Entstehungsbedingungen der irdischen Eruptivgesteine orientiert sind, Rückschlüsse zu ziehen auf die wesentlich anders eingestellten Bildungsverhältnisse der kosmischen Gesteine. Die Erklärungen für diese grundlegend verschiedenen Existenzbedingungen der meteoritischen und irdischen Mineralkombinationen wurden z. T. in physikalischen, z. T. in chemischen Ursachen gesucht.

Dass bei der Bildung aller Gesteinsarten auch rein physikalische Kräfte eine grosse Rolle spielen, unterliegt keinem Zweifel. Nach V. M. GOLDSCHMIDT (Der Stoffwechsel der Erde. Videnskapsselskapets Skrifter I. Mat. Naturv. Klasse 1922, Nr. 11, pag. 1—25) baut sich der Erdkörper auf aus einem zentralen Nickeleisen-Kern (reichend von 2900 km Tiefe bis zum Erdzentrum: 6370 km Tiefe), der umschlossen wird von drei konzentrisch sich darum herumlagernden Schalen und zwar von einer Sulfid-Oxyd-Schale (1200—2900 km Tiefe), einer Eklogitschale (d. h. einer Schale komprimierter Silikate 120—1200 km Tiefe) und von einer Silikathülle (reichend von der Tiefe 0—120 km). Vom Kerne nach der äussern Silikathaut fortschreitend verhalten sich die Dichten dieser einzelnen Teile der Erde wie die Zahlen: ca. 8:5-6:3,6-4:2,8. Unter der Einwirkung der Schwerkraft hat also an unserem Planeten eine Sonderung der Stoffe stattgefunden, derart, dass mit sinkender Temperatur die Schmelzmassen sich entmischt und nach ihrem spez. Gewicht gesondert haben. In Anlehnung an technische Separationsvorgänge vergleicht Goldschmidt diese Phasentren-

nung mit dem Hochofenprozess. Bei dieser metallurgischen Schmelzoperation bilden sich im Hochofen die drei Schichten der „Eisensau" (unreines Metall) des „Steines" (nicht vollständig reduziertes Erz) und der „Schlacke" (Verbindung der Verunreinigungen des Erzes mit dem Zuschlag). Nach dieser Betrachtungsweise leben wir heute auf der Schlackenkruste der Erde.

Unser Planet stellt also ein physikochemisches System dar, bei dem sich die Phasentrennung unter dem Einfluss des starken Schwerefeldes weitgehend vollziehen konnte. So ist es wohl denkbar, dass an andern, kleinern kosmischen Körpern, die infolge ihrer geringen Masse über ein nicht ebenso starkes Schwerefeld verfügen, die Sonderung der Stoffe nur teilweise vor sich gegangen ist. Während die Diskontinuitätsgrenzen zwischen den einzelnen Zonen der Erde sich relativ scharf ausbilden müssen, werden an jenen kleinern Gestirnen allmähliche Übergänge vom Metallkern zu der Sulfid-Oxydschale und zu der Silikathülle überführen.

Wenn wir die Meteoriten als Trümmer zerplatzter Himmelskörper auffassen, wofür viele Gründe sprechen, dann würde die Erde bei ihrem kosmischen Untergang nur reine Eisenmeteoriten, Sulfid-Oxyd-Meteoriten (Troilitmeteoriten) und reine Silikatmeteoriten (Steinmeteoriten) liefern. Meteoriten dagegen, wie derjenige von Ulmiz, die bei hauptsächlichstem Silikatbestand doch noch reichlich Troilit und metallisches Eisen enthalten, müssen nach V. M. GOLDSCHMIDT von Gestirnen stammen, bei denen die Stoffsonderung auf halbem Wege stehen geblieben ist. So kennen wir die Eisen-Troilit-Meteoriten, die Eisen-Silikatmeteoriten (Pallasite) und die Mesosiderite (eisenführende Steinmeteoriten), welche solchen Übergangszonen kleiner Himmelskörper entstammen. Alle irdischen Gesteine dagegen, die in unseren Beobachtungsbereich gelangen, gehören nur der Silikathülle der Erde an.

Diese mehr physikalische Erklärungsweise für die augenfällige Verschiedenheit der Meteoriten-Gesteine und der irdischen Gesteinsarten hat vieles für sich, doch mögen es ebenso sehr auch rein chemische Ursachen gewesen sein, die in den Bildungsräumen der Meteoriten ganz andere Mineralkombinationen schufen, als wie wir sie auf der Erde kennen. Gerade die Strukturen der chondritischen Meteoriten, für die man bis dahin an irdischen Gesteinen nicht im entferntesten irgend welche Analoga gefunden hat und gewiss auch nie finden wird, weisen mit Sicherheit darauf hin, dass bei ihrer Bildung noch andere Kräfte und Ursachen wirksam waren.

Wenn auch die qualitative elementare Zusammensetzung der Meteoriten und der irdischen Gesteine übereinstimmt, so ist doch in beiden Fällen die quantitative Verteilung der Elemente eine durchaus andere und wir treffen in den Meteoriten einzelne Mineralien und Mineralkombinationen, die auf der Erde bis jetzt nur durch künstliche Bedingungen, d. h. als Laboratoriumsprodukte erhalten werden konnten. Es sind das alles sauerstofffreie, leicht oxydierbare Verbindungen, unter ihnen mögen als die hauptsächlichsten genannt werden: $(FeNiCo)_3C$ als Cohenit, $(FeNiCo)_3P$ als Schreibersit, $FeCl_2$ als Laurencit, das seltene CaS als Oldhamit und vor allen Dingen die weite Verbreitung des Troilits (FeS) und des Nickeleisens selber. Diese Mineralien hätten sich unmöglich bilden können, wenn der Sauerstoff in einer Form vorhanden gewesen wäre, in welcher er die genannten Bestandteile hätte oxydieren können. Jedenfalls aber hat die vorhandene Sauerstoffmenge zu ihrer Oxydation nicht ausgereicht.

Ebenso müssen wir annehmen, dass die Meteoritengesteine sich aus Magmen gebildet haben, die kein Wasser enthielten, denn alle bis jetzt mit Sicherheit festgestellten Meteoritenmineralien sind hydroxylfrei. Die meisten irdischen natürlichen Schmelzflüsse sind wasserhaltig, viel seltener haben wir es auf der Erde mit trockenen Magmen zu tun. Die Gesteine, die aus den letzteren entstehen, haben viel Ähnlichkeit mit den Meteoritengesteinen.

Wenn die Sauerstoffmenge des kosmischen Magmas ausgereicht hätte, um sämtliches Eisen zu oxydieren, dann wäre das sich bildende Eisenoxydul in die Silikate eingetreten und wir würden nie den Fall antreffen, dass in einem Meteoriten neben metallischem Eisen auch freie Kieselsäure in Form von Quarz oder Tridymit vorkommt, wie das in einigen wenigen Fällen beobachtet werden konnte. Bei niedrigerem Oxydationsgrade würde sich das Fe-Mg-Metasilikat, der Enstatit, bei weiter fortgeschrittener Oxydation dagegen das Orthosilikat dieser beiden Metalle, der Olivin, gebildet haben.

Der Meteorit von Ulmiz enthält neben metallischem Eisen Olivin und Enstatit. Er muss also in einem kosmischen Milieu zur Ausbildung gelangt sein, in dem die verfügbare Sauerstoffmenge lange nicht zu einer vollständigen Oxydation des Eisens ausgereicht hat. Wäre dies der Fall gewesen, so müsste sich ein Gestein gebildet haben, das vornehmlich aus Olivin $(FeMg)_2SiO_4$ und z. T. aus einem rhombischen Pyroxen (Enstatit oder Bronzit) $(FeMg)SiO_3$ bestehen würde. Das wäre der Lherzolith, mit dem unser Meteorit in chemischer Hinsicht so grosse Ähnlichkeit hat.

Wir möchten vielleicht bei der Aufstellung dieser chemischen Entstehungsbedingungen der Steinmeteoriten vom Charakter des Ulmizer Gesteines noch die eine Frage stellen: Warum ist die teilweise Oxydation der Elemente in diesen gesteinsbildenden Magmen gerade beim Eisen, Nickel und Kobalt stehen geblieben, warum kommen nur diese Metalle und gelegentlich vielleicht etwa noch der Kohlenstoff als Graphit in elementarer Form in den Steinmeteoriten vor?

Die Erklärung für diese Tatsache ergibt sich ohne weiteres aus den Bildungswärmen der Oxyde dieser Elemente, die relativ niedrig stehen ($Ni + O = 59{,}7$ cal, $Co + O = 63{,}8$ cal, $Fe + O = 64{,}6$ cal, $C + O = 68{,}2$ cal). Fe und Ni, Co und C besitzen also relativ geringe Affinität zum Sauerstoff. Es ist zwar wohl denkbar, dass die Sauerstoffmenge des kosmischen Raumes nur ausgereicht hätte, um etwa noch das Mg ($Mg + O = 145{,}8$ cal), das Ca ($Ca + O = 131{,}3$ cal) und das Al ($Al_2 + O_3 = 3 \cdot 131{,}2$ cal) zu oxydieren, nicht aber mehr die Alkalien Na ($Na_2 + O = 100{,}2$ cal) und K ($K_2 + O = 97{,}1$ cal). Diese beiden letztern Alkalimetalle wären dann in gediegener Form im Meteoritengestein enthalten, was bei der Sauerstoffarmut der Meteoritenmagmen leicht der Fall sein könnte. Ein solcher Meteorit würde aber sicher die Erdoberfläche nie erreichen, er würde sich in der Erdatmosphäre entzünden und unter Oxydation mit leuchtendem Glanze als Sternschnuppe verbrennen. (Vergl. hierüber W. A. WAHL: Beiträge zur Chemie der Meteoriten. Zeitschrift für anorganische Chemie, Bd. 69, 1911, pag. 52—95.)

Wenn wir also den Vergleich ziehen zwischen dem chemisch-mineralogischen Bestande der Steinmeteoriten und einem entsprechenden irdischen Gestein, so werden wir zu der Schlussfolgerung gedrängt, dass in den kosmischen Bildungsräumen der Meteoriten ganz bestimmte physikalisch-chemische Bedingungen erfüllt sein mussten, die von den entsprechenden Verhältnissen der Erde weitgehend verschieden waren. Nur so ist es erklärlich, dass sich bei vollständig gleicher elementarer Zusammensetzung im Himmelsraume und auf der Erde ganz verschiedene Produkte bilden konnten. Ob dafür mehr die physikalischen, oder mehr die chemischen Einflüsse verantwortlich zu machen sind, das zu entscheiden sind wir heute wohl noch nicht in der Lage. Noch mehr aber, als durch den beidseitigen Mineralbestand unterscheiden sich das kosmische und das irdische Gestein durch ihre Struktur. In den Strukturen der Gesteine, in ihrem innern Aufbau sind uns aber am deutlichsten die Dokumente aufbewahrt, die uns von

ihrer Entstehungsgeschichte authentischen Bericht zu geben im Stande sind.

B. Die Struktureigentümlichkeiten des Meteoriten von Ulmiz, verglichen mit der Struktur entsprechender irdischer Gesteine. Die Struktur der irdischen Eruptivgesteine ist bedingt durch die Kristallisationsfolge und das Kristallisationsvermögen ihrer Mineralgemengteile. Die Kristallisationsfolge aber wird bestimmt durch die Löslichkeitsverhältnisse der einzelnen Komponenten der magmatischen Lösung. So zeigt der Lherzolith eine kristallinisch-körnige Struktur, d. h. seine einzelnen Mineralbestandteile sind als direkt durch den Kristallverband miteinander verwachsene Kristallkörner entwickelt. In diesem Falle sprechen wir aber noch besonders von hypidiomorph-körniger Struktur deshalb, weil sich die Körner sämtlicher Gemengteile alle ungefähr gleich schlecht kristallographisch entwickelt haben. Sie sind alle annähernd gleichzeitig aus dem Schmelzfluss auskristallisiert, sich so gegenseitig in ihrer Ausbildung störend.

In den Steinmeteoriten treffen wir z. T. auch Strukturen an, die ganz an die Erstarrungsstrukturen der irdischen Eruptivgesteine erinnern. So seien beispielsweise die sogenannten Eukrite erwähnt, die strukturell mit den irdischen Diabasen nahe übereinstimmen. Sie besitzen die typische ophitische Struktur. Zweifellos haben sich sämtliche Eukrite, wie auch die Chassignite, welch letztere die körnige Erstarrungsstruktur eines irdischen Tiefengesteines zeigen, primär aus einem kosmischen Schmelzfluss verfestigt.

Derartigen Gesteinsstrukturen steht die Struktur des Ulmizer Meteoriten durchaus fremdartig gegenüber. Wie schon früher (vergl. den Abschnitt über die Struktur des Gesteines von Ulmiz) hervorgehoben wurde, treten hier zwei Strukturelemente einander in scharfem Kontraste gegenüber (vergl. Tafel IX, 1). Die Chondren mit ihrem fein struierten kristallinen Aufbau und mit ihren z. T. äusserst regelmässig eingefügten Glaseinlagerungen müssen unter durchaus andern Bedingungen entstanden sein, wie die brecciös aussehende, tuffartige Zwischenmasse. Es müssen also bei der Bildung dieses Meteoritengesteines ganz besondere und komplizierte Entstehungsbedingungen vorgelegen haben.

Aus dem bis heute bekannten Tatsachenmaterial der Meteoritenkunde lassen sich folgende Schlussfolgerungen ziehen: Die Meteoriten sind Bestandteile fremder Weltkörper und entstammen verschiedenen

Tiefenzonen derselben (Eisenmeteoriten, Eisen-Troilit-Meteoriten, Pallasite, Steinmeteoriten, Tektite). Unter den Steinmeteoriten stellen die Eukrite und Chassignite die kaum veränderten Erstarrungsprodukte der Mg- und Fe-reichen, basischen Magmen jener Himmelskörper dar, sie haben nach irdischen Verhältnissen zu beurteilen Tiefengesteinscharakter.

Die chondritischen Steinmeteoriten dagegen haben sich in der Zone des Überganges vom Tiefenvulkanismus zum Oberflächenvulkanismus und in der vulkanisch-eruptiven und explosiven Tätigkeitszone jener Gestirne gebildet.

Die Chondren stellen in einer heissen, sauerstoff- und wasserarmen Atmosphäre erstarrte Silikattröpfchen dar, die sich mit pyroklastisch, d. h. durch die explosive vulkanische Tätigkeit zertrümmertem Materiale zum tuffartig-brecciösen Chondriten zusammen aggregiert haben. Nachfolgende rasche und intensive Erhitzungs- und Abkühlungsvorgänge und wohl auch mechanische Kollisionen mit andern kosmischen Körpern konnten zu einer weiteren Zertrümmerung und Zerspaltung und Adernbildung in diesen meteoritischen Gesteinen führen. An den irdischen Vulkanen besteht heute die Möglichkeit zur Chondritenbildung nicht mehr, weil die irdische Atmosphäre zu weit abgekühlt ist und weil sie einen zu hohen Sauerstoff- und Wasserdampfgehalt aufweist, der auch für die Gesteinsmagmen der Erde selbst charakteristisch ist.

Eine besondere, ihrer Natur nach viel umstrittene Art der Steinmeteoriten, die den vulkanischen Gläsern der Erde entsprechen, sind die sogenannten Tektite, oder Glasmeteoriten. Nach ihrem hohen Kieselsäure- (70—88 %) und Tonerdegehalt (9—12 %) wären die Tektite den sauersten, d. h. auch den leichtesten silikatischen Gesteinen der Erde in ihren glasigen Ausbildungsformen zu parallelisieren. Sie dürften also wohl den äussersten Zonen ihrer Muttergestirne entstammen und sind vielleicht durch heftigste vulkanische Explosivtätigkeit aus ihrer Attraktionssphäre in den Weltenraum hinausgeschleudert worden. (Vielleicht durch die ehemalige, jetzt erloschene vulkanische Tätigkeit des Mondes).

So bestehen neben manchen Übereinstimmungen doch wieder tiefgreifende Unterschiede zwischen den Gesteinsarten der Erde und denjenigen der Steinmeteoriten. Der Ulmizer Meteorit ist ein kristalliner Kügelchen-Chondrit, dessen amphotere Strukturmerkmale auf eine mehrgestaltige Bildungsgeschichte desselben (Chondrenbildung, Tuff-

bildung und Umkristallisation der Zwischenmasse unter dem Einfluss erhöhter Temperatur, Thermometamorphose) schliessen lassen.

6. Herkunft der Meteoriten.

Noch eine Frage beschäftigt neuerdings sowohl die Meteoritenforscher, wie auch die Astronomen in höchstem Masse, diejenige nach der Herkunft der Meteoriten. Wohl wurde bereits oben hervorgehoben, dass wir es in den Meteoriten mit Trümmermaterialien zerplatzter kosmischer, vielleicht planetarischer Körper zu tun haben. Ob nun aber diese Trümmermassen einem einzigen Muttergestirne, oder verschiedenen Himmelskörpern entstammen, ob sie als Einzelwanderer, oder aber in ganzen Schwärmen oder „Strömen" und in geschlossenen, oder offenen Bahnen sich durch den Weltenraum bewegen, das sind weitere Fragen von grösstem allgemeinem Interesse, deren endgültige Beantwortung heute noch nicht gegeben werden kann.

Zwar liess sich in einzelnen Fällen die Ankunft eukritischer Steinmeteoriten auf der Erde von G. TSCHERMAK (vergl.: Über das Eintreffen gleichartiger Meteoriten. Sitzungsbericht d. Akad. in Wien, Bd. 116, math. naturw. Kl., Abt. IIa, 1907, pag. 1407—1441. Ref. N. J. B. 1909, Bd. I, pag. 350—352) nach einer einfachen Formel auf Tage genau berechnen, wobei die grösste Differenz zwischen der berechneten und der beobachteten Fallzeit $1^1/_2$ Tage nicht übersteigt. So scheint es, dass die Eukrite und mit grosser Wahrscheinlichkeit auch die Howardite (tuffartige Steinmeteoriten) sich in elliptischen Bahnen mit der Erde um die Sonne bewegen. Es liessen sich auch die Knotenpunkte ermitteln, in welchen die Meteoritenbahn die Erdbahn schneidet und es wurde festgestellt, dass diese Knotenpunkte eine jährliche Verschiebung von $1^0\ 36'$ erfahren. Andere Meteoriten aber, so auch die chondritischen Meteoriten setzen der Berechnung der Bahnelemente grössere Schwierigkeiten entgegen und sie lassen nicht dieselben Gesetzmässigkeiten der Fallzeiten erkennen.

Nach W. H. PICKERING (vergl.: The Origin of meteorites. Popular Astronomy Nr. 165, 1909, pag. 1—10 und The orbits of meteorites. Popular Astronomy, Bd. 18, Nr. 175, 1910, pag. 262—276) bewegen sich die Steinmeteoriten in elliptischen Bahnen in einem geschlossenen Gürtel, ähnlich demjenigen der Asteroiden. Die Eisenmeteoriten dagegen, die eine grössere Geschwindigkeit haben, durchlaufen den Weltenraum in hyperbolischen Bahnen.

Man hat auch den Versuch gemacht, festzustellen, aus welchen Teilen des Himmelsraumes die Meteoriten stammen, doch sind wir

heute zur sichern Beantwortung dieser Frage auf ein noch zu beschränktes Tatsachenmaterial angewiesen.

Es erscheint selbstverständlich, dass bei dem unerwarteten, raschen Aufleuchten der Meteoriten bei ihrem Eintritt in die Erdatmosphäre, bei dem nur kurze Zeit andauernden Glanze ihrer optischen Phänomene und bei den so ausserordentlich variablen Schallwirkungen, die meist ihren Fall begleiten, sichere und übereinstimmende Angaben über die Fallerscheinungen oft recht schwer zu erhalten sind. Deshalb begegnet nicht selten die eindeutige Bestimmung ihrer Bahnelemente so unüberwindlichen Schwierigkeiten. Es soll daher auch hier im Interesse der wichtigen Sache der Vorschlag wiederholt werden, den G. TSCHERMAK (vergl. l. c.) schon vor mehreren Jahren gemacht hat: Man möge einfache Belehrungen über die bei Meteoritenfällen zu beobachtenden Erscheinungen und erforderlichen Zeitmessungen verfassen und zur Kenntnis der Naturfreunde aller Länder bringen, um damit das astronomische Problem mehr als es bisher möglich war, der Meteoritenforschung dienlich zu machen.

Infolge ihrer Kleinheit darf sich die Schweiz nicht rühmen, ein meteoritenreiches Land zu sein. Von den acht auf Schweizerboden erfolgten Meteoritenfällen, die bis jetzt bekannt geworden sind, wurden der Eisenmeteorit (Ataxit) von Rafrüti, der Olivin-Bronzit-Chondrit von Chervettaz, der kristalline Kügelchen-Chondrit (Olivin-Enstatit-Chondrit) von Ulmiz und der Steinmeteorit von Utzenstorf aufgefunden und in den Sammlungen aufbewahrt. Der wissenschaftlichen Untersuchung der drei erstern wird bald diejenige des Utzenstorfer Meteoriten folgen. Mögen die Veröffentlichungen dieser Untersuchungsergebnisse dazu beitragen, auch bei uns das allgemeine Interesse des Publikums immer mehr den seltenen Fremdlingen aus dem Himmelsraume zuzuwenden, auf dass in Zukunft von diesem wertvollen Materiale möglichst wenig verloren gehe und dass dadurch mit jedem neuen Meteoritenfalle die stoffliche Erforschung des Universums, die Kenntnis seines petrogenetischen Geschehens und die Feststellung seiner astronomischen Entwicklungsgesetze wieder um ein kleines Stück gefördert werden können.

III. Zusammenfassung der Untersuchungsergebnisse des Meteoriten von Ulmiz.

1. Beobachtungen über Flugbahn und Fall. Infolge der ungünstigen Fallzeit (Morgenfrühe des Weihnachtstages 1926) war

das Beobachtungsmaterial nicht ausreichend, um die Bahnelemente zu bestimmen. Nach den Feststellungen von Prof. S. MAUDERLI ergibt sich der Hemmungspunkt zu $10^h\ 59^m$ und $\alpha = 11^h\ 41^m$ und $\delta = 11^0\ 41'$, mit einer mittleren Höhe von ca. 40 km über einem Punkt, der 5 km südöstlich von Ulmiz liegt.

Die geographischen Koordinaten der Fundstelle betragen $46^0\ 55'\ 50''$ N, $40^0\ 51'\ 51''$ O (von Greenwich). Ort: Gemeinde Ulmiz, Kanton Freiburg, Bezirk: See, Schweiz. Kurz nach dem Falle fühlten sich die Bruchstücke des Meteoriten kalt an.

2. Einstellung des Meteoriten zur Flugbahn: Nach der Ausbildung der Schmelzrinde handelt es sich beim Ulmizer Meteoriten um einen orientierten Meteorstein. Die Rinde der Stirnseite und der Rückenseite sind nicht scharf voneinander abgegrenzt, sondern durch Übergänge miteinander verbunden und an einigen Stellen der Oberfläche in ihrer Verteilung unregelmässig wechselnd.
3. Ausbildung der Schmelzrinde: Die Schmelzkruste der Stirnseite und der Rückenseite sind beide gut gekennzeichnet durch ihre typischen Eigenschaften. Besonders an der Rinde der Rückenseite lassen sich deutlich die drei Tschermak'schen Schichten der „Schmelzrinde" im engern Sinne des Wortes, der „Saugzone" und der „Imprägnationszone" unterscheiden. Zwischen „Schmelzrinde" und „Saugzone" fügt sich im Ulmizer Meteoriten an einigen Krustenteilen eine Zone der Umkristallisation der Krustenschmelzmasse ein, die hier nach ihrer besondern strukturellen Ausbildung als Faserschicht bezeichnet werden soll.
4. Mineralbestand des Meteoriten: In Gewichtsprozenten ausgedrückt weist der Meteorit von Ulmiz folgenden Mineralbestand auf:

   Olivin 41,5 %, Enstatit und Klinoenstatit 33,2 %, Gesteinsglas 8,5 %, Nickeleisen 7,8 %, Troilit 6,8 %, Chromit 1,1 % und Schreibersit 1,1 %.
5. Struktur des Meteoriten: In struktureller Hinsicht heben sich am Ulmizer Meteoriten deutlich zwei Teile voneinander ab, die Chondren und die Zwischenmasse.

   Die Chondren lassen nach Mineralbestand, Struktur, Grösse und Bildungsverhältnissen eine aussergewöhnliche Mannigfaltigkeit erkennen. Die Glasdurchwachsungen sowohl der monosomati-

schen, wie auch der polysomatischen Chondren erweisen sich als ausserordentlich charakteristisch.

Die Zwischenmasse zeigt eine ausgesprochen brecciöse, tuffartige (pyroklastische) Struktur, die aber doch die Verbandfestigkeit des Gesteines nicht allzusehr beeinträchtigt.

6. Systematische Einordnung des Ulmizer Meteoriten: Die erhaltenen Untersuchungsresultate ermöglichen es, den Meteoriten von Ulmiz mit aller Bestimmtheit in das Tschermak'sche System einzuordnen: Es handelt sich um einen kristallinen Kügelchen-Chondrit, dem die Bezeichnung C. c. zukommt.

Tafelerklärung

Die fett gedruckten Zahlen beziehen sich auf jene Seiten, auf denen das betreffende Bild eingehender besprochen wird.

Tafel I.

Bild 1. Übersichtsbild der einzelnen Bruchstücke des Meteoriten. Aufnahme von G. Ruprecht, Präparator am Naturhistorischen Museum in Bern. Die Zahlen beziehen sich auf die Numerierung der Stücke im Text. (Vergl. Text pag. 42, 47, 54, 56, 57).

Bild 2. Rekonstruktionsversuch der Form des Meteoriten. Aufnahme von G. Ruprecht, Präparator am Naturhistorischen Museum in Bern. Die Zahlen stimmen mit der Numerierung der Stücke auf dem vorhergehenden Bilde überein. (Vergl. Text pag. 42, 48).

Tafel II.

Bild 1. Bruchstück Nr. 5 des Meteoriten (Naturhistorisches Museum Bern). Flachwellig-muschelige Beschaffenheit der angeschmolzenen und ausgeglätteten Stirnseite. Am unteren Rande des Bildes Übergang der geglätteten Stirnseite in die granulierte Rückenseite. Aufnahme bei schiefer Beleuchtung.

Vergrösserung 3×. (Vergl. Text pag. 49, 50, 52, 53, 55).

Diese und alle weitern photographischen Aufnahmen sind vom Verfasser ausgeführt worden.

Bild 2. Bruchstück Nr. 5 (Museum Bern). Stirnseite des Meteoriten. Diese Aufnahme entspricht dem mittlern Teile des vorhergehenden Bildes. Auf der matt glänzenden, flach welligen Oberfläche strahlen vom „Apex" (unten rechts) schlierig-streifig verlaufende Anschmelzungswülstchen aus (Triftbildungen). Die Flugrichtung des Meteoriten war in der Diagonale des Bildes von oben links nach unten rechts orientiert. Die Wülstchen verlaufen annähernd parallel dieser Flugrichtung. In der untern rechten Ecke des Bildes sind kleine Korrosionsrillen sichtbar, die annähernd den gleichen Verlauf nehmen. Kleine trichterförmige Vertiefungen, wahrscheinlich entstanden durch kleine Luftwirbel. In der obern linken Ecke des Bildes geht die stark ausgeglättete wellige Stirnseite in die höckerige, granulierte Rückenseite über. Die Stellung dieses Bildes stimmt mit derjenigen der vorhergehenden Aufnahme nicht überein.

Vergrösserung 7×. (Vergl. Text pag. 50, 53, 55).

Tafel III.

Bild 1. Bruchstück Nr. 2 (in Privatbesitz von Dr. A. Schmid, Arzt in Bern). Rückenseite des Meteoriten mit rauher granulierter Oberfläche. Die halbkugelige Vertiefung auf der rechten Seite des Bildes ist entstanden durch das Herausfallen eines grossen Chondrums. An der linken obern Seite des Bildes ist die Kruste abgesprengt und es erscheint die fleckige hell grau-weisse Farbe der Saugzone.

Vergrösserung 4,3×. (Vergl. Text pag. 51, 54, 55, 56).

Bild 2. Bruchstück Nr. 5 (Museum Bern). Rückenseite des Meteoriten. Höckerige granulierte Oberfläche (vergleichbar der Oberfläche einer Lavabombe). Oben links ein Krustenstück abgesprungen.
Vergrösserung 3,4 ×. (Vergl. Text pag. 51, 55).

Tafel IV.

Bild 1. Bruchstück Nr. 4 (Musée Cantonal d'Histoire Naturelle à Fribourg). Einen Teil der Vorderfläche von Nr. 4 des Übersichtsbildes Tafel I, Bild 1 darstellend. Rückenseite des Meteoriten. Granulierte Oberfläche mit unregelmässig zickzackförmig verlaufenden Ansaugrippchen. Höckerige Erhebungen wechselnd mit kraterähnlichen Vertiefungen. Vielgestaltiges Detailbild.
Vergrösserung 7 ×. (Vergl. Text pag. 51, 55).

Bild 2. Bruchstück Nr. 4 (Musée Cantonal, Fribourg). Stark vergrössertes Teilbild der Vorderfläche von Nr. 4 des Übersichtsbildes Tafel I, Bild 1. Rückenseite des Meteoriten. Löcherig-rauhe Oberfläche von blatternarbigem Aussehen. Mondlandschaft-ähnlich.
Vergrösserung ca. 20 ×. (Vergl. Text pag. 51, 55).

Tafel V.

Bild 1. Bruchstück Nr. 5 (Museum Bern). Strukturbild des Innern des Meteoriten, mit deutlich aus der Bruchfläche heraustretenden Chondren von kugelig-nieriger Gestalt und scharf gegen das Innere sich abhebender Kruste. Bröckelige Beschaffenheit des Gesteines durch einzelne Bruchspältchen angedeutet. Die Kruste entspricht der Rückenseite des Meteoriten. Oben rechts ein Teil der Kruste abgesprengt.
Vergrösserung 3,1 ×. (Vergl. Text pag. 53, 56, 57).

Bild 2. Bruchstück Nr. 5 (Museum Bern). Strukturbild des Gesteines stärker vergrössert, wie im vorhergehenden Bild, den brecciösen Aufbau und die Chondren-Beschaffenheit deutlich zeigend. Bruchfläche des Gesteines.
Vergrösserung 10 ×. (Vergl. Text pag. 57).

Tafel VI.

Bild 1. Mikrophotographie Schliff Nr. 4 (Museum Bern). Beginnende Rindenbildung. Rinde ganz unregelmässig entwickelt, nach innen z. T. noch nicht scharf abgegrenzt, an einer Stelle (Mitte oben) im Begriffe ein polysomatisches Olivinchondrum buchtig anzuschmelzen. Die schwarzen Teile des Gesteinsinnern stellen metallisches Eisen dar. Dicke der Kruste an ihrer dünnsten Stelle 150 μ.
Aufnahme im gewöhnlichen durchfallenden Lichte.
Vergrösserung 20 ×. (Vergl. Text pag. 61, 71, 89, 92).

Bild 2. Mikrophotographie Schliff Nr. 3 (Museum Bern). Fortgeschrittenere Rindenbildung. Rinde dicker, gleichmässiger ausgebildet. Dicke der dünnsten Stelle der Kruste 230 μ. Der Rindendurchschnitt lässt gut die löcherig-drusige Oberflächenbeschaffenheit des Meteoriten erkennen. Im allgemeinen ist die Rindenschicht gegen das Innere scharf abgegrenzt, doch schliesst sie noch einige ungeschmolzene Olivinsplitterchen ein. Der tuffogene Charakter des Gesteines tritt deutlich hervor.

Aufnahme im gewöhnlichen durchfallenden Lichte.
Vergrösserung 20 ×. (Vergl. Text pag. 61, 71, 89, 92).

Tafel VII.

Bild 1. Mikrophotographie Schliff Nr. 4 (Museum Bern). Versuch der Wiedergabe der Faserschicht. Wegen der zu grossen Schliffdicke überlagern sich die feinen Fäserchen gegenseitig. Bei der starken erforderlichen Vergrösserung ist daher kein scharfes und klares Bild zu erhalten. Immerhin tritt aber doch die divergentstrahlige Faserstruktur dieses Rindenteiles zum Teil hervor.
Aufnahme bei gekreuzten Nicols.
Vergrösserung nur annähernd zu bestimmen, ca. 400 ×. (Vergl. Text pag. 62).

Bild 2. Mikrophotographie Schliff Nr. 4 (Museum Bern). Schmelzrinde an der Rückenseite des Meteoriten mit schlackig-blasiger Oberfläche. Rinde durchsetzt von silikatischen, glasigen, emulsionsartig verteilten Schmelztröpfchen.
Aufnahme im gewöhnlichen auffallenden und durchfallenden Licht.
Vergrösserung 75 ×. (Vergl. Text pag. 63, 64, 89).

Tafel VIII.

Bild 1. Mikrophotographie Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Fein granulierte, zu einem guten Teil entglaste Glasmasse, netzförmig einen Olivinkristall durchwachsend. Die Glasmasse tritt z. T. als randliche Umhüllung, z. T. als lamellenförmige Einlagerung zwischen den Olivinlamellen auf. Infolge beginnender Entglasung ist das Glas doppelbrechend geworden. Die randlichen Glasmassen zeigen ausgesprochen undulöse Verteilung der Interferenzfarben, die eingeschlossenen Glaslamellen sind zu mehr oder weniger einheitlicher optischer Orientierung gelangt. Zwischen den Glaslamellen und den gerade auslöschenden Olivinlamellen besteht aber eine Auslöschungsschiefe von 40—50 °.
Aufnahme im parallel polarisierten Licht.
Vergrösserung 130 ×. (Vergl. Text pag. 69, 78).

Bild 2. Mikroaufnahme Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Stärkere Vergrösserung der Glasmasse der untern randlichen Partie des vorhergehenden Bildes. Feine Granulation der Glasmasse infolge ihrer teilweisen Entglasung und durch die Pigmentierung derselben.
Aufnahme bei gekreuzten Nicols.
Vergrösserung 289 ×. (Vergl. Text pag. 69, 78).

Tafel IX.

Bild 1. Mikroaufnahme Schliff Nr. 2 (Museum Bern). Struktur-Übersichtsbild des Meteoriten. Gegensatz zwischen tuffartig-brecciöser Grundmasse des Gesteines und den Chondren. Radialstrahlige Enstatitchondren senkrecht und parallel zu den Enstatitfasern angeschnitten. Gestricktes, monosomatisches Olivin-Chondrum (rechts unten). Reichlich vorhandene, unregelmässig gestaltete Eisen- und Troilitkörner (schwarz erscheinend).

Aufnahme im gewöhnlichen durchfallenden Lichte.
Vergrösserung 20 ×. (Vergl. Text pag. 69, 71, 92, 109).

Bild 2. Mikroaufnahme Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Monosomatisches Olivin-Chondrum, bienenwabenartig von Glasmasse durchwachsen, mit zusammenhängender äusserer Olivinrinde. Glaslamellen mehr oder weniger parallel und kristallographisch orientiert angeordnet.
Aufnahme im polarisierten Licht, Nicols unter 65 ^{0} gekreuzt.
Vergrösserung 70 ×. (Vergl. Text pag. 69, **77**).

Tafel X.

Bild 1. Mikroaufnahme Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Monosomatisches Olivin-Chondrum. Skelettförmig ausgebildeter, von Glasmasse umwachsener und nach (010) von Glaslamellen durchsetzter Olivinkristall. (Vergl. auch Tafel VIII, Bild 1 und 2). Feine Pigmentierung der Glasmasse, Aggregatpolarisation, undulös verteilte Interferenzfarben.
Aufnahme im polarisierten Licht, parallele Nicols.
Vergrösserung 65 ×. (Vergl. Text pag. 69, **78**).

Bild 2. Mikroaufnahme Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Monosomatisches gestricktes Olivin-Chondrum. Durch Einlagerung von Glaslamellen feine Lamellenstruktur. Dadurch kommt die treppenförmig ineinandergreifende Zwillingsverwachsung der Einzelteile des Olivins gut zum Ausdruck. Zwillingsebene (011).
Aufnahme im polarisierten Licht, parallele Nicols.
Vergrösserung 70 ×. (Vergl. Text pag. 69, **78**).

Tafel XI.

Bild 1. Mikroaufnahme Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Bruchstück eines monosomatischen Olivinchondrums von ausgesprochen stengelig-faseriger Struktur, bedingt durch die Zwischenlagerung von feinen Glasfasern.
Aufnahme im polarisierten Licht, Nicols gekreuzt.
Vergrösserung 70 ×. (Vergl. Text pag. 69, **79**).

Bild 2. Mikroaufnahme Schliff Nr. 2 (Museum Bern). Monosomatisches Olivin-Chondrum. Olivin von kugeligen Eisenkörnchen durchwachsen und von einem Kranze derselben umhüllt.
Aufnahme im gewöhnlichen, kombinierten auffallenden und durchfallenden Lichte. Die opaken Eisenkügelchen erscheinen daher nicht vollkommen schwarz, sondern lassen infolge ihrer unvollständigen Politur im Dünnschliffe die körnige, rauhe Beschaffenheit ihrer Oberfläche erkennen.
Vergrösserung 58 ×. (Vergl. Text pag. **80**, 89).

Tafel XII.

Bild 1. Mikroaufnahme Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Polysomatisches Olivin-Chondrum. Die z. T. radial, z. T. tangential angeordneten Olivinkörner werden durch eine fein granulierte Glasmasse zusammengehalten. An einigen Stellen der Peripherie ist dem Chondrum feiner Enstatitgrus angelagert, z. T. blumenkohlartige Aggregationen bildend.
Aufnahme im gewöhnlichen Licht.
Vergrösserung 80 ×. (Vergl. Text pag. 69, **83**).

Bild 2. Mikroaufnahme Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Monosomatisches exzentrisch-radialstrahliges Enstatit-Chondrum. Faserung parallel c = n_γ. Durch das Schleifen ist das Chondrum etwas auseinandergebrochen worden.
Aufnahme im polarisierten Licht. Nicols unter 60 ^{0} gekreuzt.
Vergrösserung 65 ×. (Vergl. Text pag. **83**).

Tafel XIII.

Bild 1. Mikroaufnahme Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Monosomatisches exzentrisch radialstrahliges Enstatit-Chondrum. An der Peripherie durchspickt von fein verteilten Erzeinschlüssen. Enstatit pigmentiert, durchsetzt von pigmentfreien Ausheilungsrissen (Querriss im rechten Teile des Chondrums).
Aufnahme im polarisierten Licht. Nicols unter 70 ^{0} gekreuzt.
Vergrösserung 70 ×. (Vergl. Text pag. **84**).

Bild 2. Mikroaufnahme Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Monosomatisches Klinoenstatit-Chondrum. Von unregelmässig angeordneten Glasschlieren durchsetzt. Auslöschungsschiefe mit den Spaltrissen in diesem Schnitt = 15 ^{0}.
Aufnahme im polarisierten Licht. Nicols unter 80 ^{0} gekreuzt.
Vergrösserung 65 ×. (Vergl. Text pag. 69, **86**).

Tafel XIV.

Bild 1. Mikroaufnahme Schliff Nr. 1 (Museum Bern). Polysomatisches Olivin-Enstatit-Chondrum. Regellos struiertes, kugeliges Haufwerk von unregelmässig gestalteten Olivin- und Enstatit-Individuen, durchsetzt von Eisen- und Troilit-Körnchen und umschlossen von einer Glashülle.
Aufnahme im polarisierten Licht. Nicols gekreuzt.
Vergrösserung 65 ×. (Vergl. Text pag. **86**).

Bild 2. Chalkographische Aufnahme. Anschliff Scheurer-Weibel. Troilitkorn von Silikatflitterchen durchspickt, sonst aber homogen erscheinend (unterer Teil des Bildes) und umwachsen von einem Eisenkorn, letzteres mit eutektoiden Entmischungsformen (vergl. auch Tafel XVII, Bild 2).
Aufnahme im gewöhnlichen Licht.
Vergrösserung 350 ×. (Vergl. Text pag. 90, 91, 95, 96).

Tafel XV.

Bild 1. Chalkographische Aufnahme. Anschliff Scheurer-Weibel. Feine randliche Sprüngchen und Poren des Meteoriten, imprägniert mit Troilit. Die Spältchen reichen bis 150 μ in den Meteoriten hinein und haben eine Breite von 0,5—1,5 μ.
Aufnahme im gewöhnlichen Licht.
Vergrösserung 350 ×. (Vergl. Text pag. 66, **92**).

Bild 2. Chalkographische Aufnahme. Anschliff Scheurer-Weibel. Randliche Kontraktionsrisse des Meteoriten mit Troilit imprägniert. Auf diesen kapillaren Spältchen ist der Troilit nicht im geringsten oxydiert.
Aufnahme im gewöhnlichen Licht.
Vergrösserung 350 ×. (Vergl. Text pag. 66, **92**).

Tafel XVI.

Bild 1. Chalkographische Aufnahme. Anschliff Scheurer-Weibel. Troilitkorn, emulsionsartig von fein verteilten Eisenflitterchen durchwachsen und zwischen grössere Eisenkörner hineingelagert.

Aufnahme im gewöhnlichen Licht. (Vergl. auch folgendes Bild).
Vergrösserung 340 ×. (Vergl. Text pag. **92**).

Bild 2. Chalkographische Aufnahme. Anschliff Scheurer-Weibel. Eisenkorn in buchtig-zackigen Konturen eng mit der Silikatmasse des Gesteines verwachsen. Wenig links oben über der Mitte des Bildes ist zwischen das Eisen das Troilitkorn eingeschlossen, welches durch das vorhergehende Bild in stärkerer Vergrösserung wiedergegeben wird.

Aufnahme im gewöhnlichen Licht.
Vergrösserung 46 ×. (Vergl. Text pag. **92**).

Tafel XVII.

Bild 1. Chalkographische Aufnahme. Anschliff Museum Bern. Olivinkorn mit unregelmässig-schlierig verteilten Glaseinschlüssen (dunkle Stellen des Bildes) und ganz durchspickt von feinsten Eisenflitterchen (helle Flecken). Rechts oben grosses Eisenkorn in den Olivin hineinragend und gegen diesen von einer Glashülle umschlossen. Auch die kleinen Eisenflitterchen sind meistens von einer feinen Glashülle umkleidet.

Aufnahme im gewöhnlichen Licht.
Vergrösserung 84 ×. (Vergl. Text pag. 95).

Bild 2. Chalkographische Aufnahme. Anschliff Scheurer-Weibel. Eisenkorn mit Troilit verwachsen. Das Eisen hat sich in eutektoiden Verwachsungsformen entmischt in Kamazit und Taenit.

Aufnahme im polarisierten Licht bei gekreuzten Nicols.

Vergleiche mit dieser Aufnahme auch Bild 2, Tafel XIV, welches dieselbe Stelle des Anschliffes, aber aufgenommen im gewöhnlichen Licht darstellt. Das in ersterem Bilde einheitlich erscheinende Troilitkorn löst sich im polarisierten Lichte auf in ein verzahntes Körner-Aggregat, dessen Einzelindividuen doppelbrechend und optisch verschieden orientiert sind und daher im Bilde mit wechselnder Helligkeit erscheinen.

Vergrösserung 288 ×. (Vergl. Text pag. 91, **95, 96**).

Tafel XVIII.

Bild 1. Chalkographische Aufnahme. Anschliff Scheurer-Weibel. Eisenkorn entmischt in Kamazit und Taenit, welche beiden Ni-Fe-Legierungen in charakteristischen eutektoiden Formen miteinander verwachsen sind. Der Taenit lässt eine fein gekörnelte Oberfläche erkennen, was wohl auf eine weitere, noch feinere Entmischung dieses Ni-reichen Eisens zurückzuführen sein dürfte.

Aufnahme im gewöhnlichen Licht.
Vergrösserung 229 ×. (Vergl. Text pag. **95, 96**).

Bild 2. Chalkographische Aufnahme. Anschliff Scheurer-Weibel. Zackiger Eisensplitter, in dessen konkaver Einbuchtung ist ein Aggregat von

unregelmässig skelettartig gestalteten Chromitkörnern der dunkel erscheinenden Silikatmasse des Gesteines eingestreut.

Bei der richtigen Belichtungszeit des Chromits ist das viel besser reflektierende Eisen stark überstrahlt.

Aufnahme im gewöhnlichen Licht.

Vergrösserung 310 ×. (Vergl. Text pag. 92, **98**).

Es ist dem Verfasser ein Bedürfnis, auch an dieser Stelle der Firma Henzi & Co. in Bern den besten Dank und seine Anerkennung auszusprechen für die viele Mühe und grosse Sorgfalt, welche sie auf die Herstellung der Clichés dieser Tafeln verwendet hat.

Der Firma Stämpfli & Co. in Bern sei gedankt für die sorgfältige Drucklegung der Tafeln.