

Dolomitsandsteine des Grazer Paläozoikums.

Gesteinkundliche Untersuchung von Franz A n g e l, Graz.

Was bisher über solche Gesteine unseres Paläozoikums bekannt war, hat Freund H e r i t s c h (1) zuletzt zusammengefaßt und erarbeitet, soweit es seinem Bedarf entsprach. Die nachfolgenden Zeilen beabsichtigen tieferes Ausschöpfen des Themas von gesteinkundlicher Seite aus.

Gesteinbeschreibung.

I. Dolomitsandstein, Vorderplabutsch. Das Gestein klüftet plattig-polyedrisch. Man erkennt sogleich flachschalige Hauptablösungsflächen (Plattenhauptbrüche) in Abständen von 2 bis 4 cm Dicke und hiezu wechselnd (aber meist steil) geneigte Nebenablösungsflächen von nahezu ebenem Verlauf. Untereinander bilden letztgenannte Flächen spitze oder stumpfe Winkel. Sie folgen an einem Handstück fünf bis sieben verschiedenen Richtungen. H e r i t s c h (1) erwähnte diese Erscheinung schon als „Druck-Absonderung“. Der Güte des Herrn Färber verdanke ich ein Handstück des Dolomitsandsteins von Gösting (jetzt in der Sammlung des Geologischen Institutes), welches bei verhältnismäßig großer Plattendicke von enggescharten Nebenablösungen seitlich so umgrenzt wird, daß es beträchtlich einem Säulenbasalt ähnelt. Alle Ablösungsflächen besitzen einen feinsandigen, gelben (eisenschüssigen) Überzug.

Entfernt man ihm, so kommt ein graues Gesteingewebe zum Vorschein, welches weder besondere Texturmerkmale noch auch die Gemengteile erkennen läßt, da das Korn äußerst fein ist. Die Bearbeitung mit dem Hammer liefert enggescharte, blanke, wenig ausgedehnte Ablösungen konform zu den früher geschilderten, gelblich überzogenen. Diese sind mobil gemachte Ablösungen höherer Ordnung und begrenzen Texturelemente höherer Ordnung. Das Gesteingewebe steht also selbst in Stücken vom Handstückausmaß noch unter Spannungen, die der Hammerschlag auszulösen vermag. Als Schotter- oder Baumaterial ist das Gestein daher minderwertig.

II. Dolomitsandstein, Gösting. Diese Probe besitzt nur ganz schwach angedeutete Ablösungsflächen. Durch Hammerschlag erzielt man allseits kleine, flachmuschelige und

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark: download unter www.biologiezentrum.at
 splitterige Ablösungen. Das Gesteingewebe ist ebenso dicht wie bei I, die Farbe aber geht mehr in dunkleres Grau. Eisen-schüssige Flecken auf Ablösungen sind selten.

Dünnschliffuntersuchung.

Beide Vorkommen sind nahezu gleich zusammengesetzt. Die Berechnung aus der Dünnschliffausmessung führte auf (Gewichtsprozent) 61 Dolomit, 38 Quarz, ein Teil Rest, bestehend aus Albitoligoklas, Kryptoperthit, Turmalin, Zirkon, Rutil, Ilmenit-Leukoxen, Brauneisen. Staubartiges, organisches Pigment ist in II stärker vertreten wie in I, konnte aber zahlenmäßig nicht erfaßt werden.

Der Dolomitsandstein von Krottendorf (bei Graz, Plabutsch - Zug) enthält nach Heritsch' (1) chemischer Analyse 59,7 Dolomit, 40,6 Quarz mit Einschluß eines auch hier geringen Restes anderer Gemengteile. Dies stimmt mit den Dolomitsandsteinen I und II vorzüglich überein. Hingegen hat ein Dolomitsandstein von St. Gotthard (das ist am andern Murufer) mit 30 Dolomit, 70 Quarz (ebenfalls nach Heritsch) (1) eine abweichende Zusammensetzung. Solchen Materialschwankungen in den Dolomitsandsteinhorizonten wäre noch nachzugehen!

Physiographie der Gemengteile.

Quarz. In Sandsteinen und Verwandten tritt Quarz allgemein in drei verschiedenen Formen auf: 1. Mit gerundetem Umriß, 2. eckig-splittrig, 3. mit „zersägtem Rand“. Der letzte Fall ist in unseren Dolomitsandsteinen vertreten. Vorzügliche Bilder und eine nähere Beschreibung solcher Quarze fand ich in Heegers (2) Arbeit über den mittleren Buntsandstein Ostthüringens. In unseren Vorkommen besitzen die bald isometrischen, bald drei- bis vieleckigen Quarzkornschnitte häufig Formate von $0,13 \times 0,20$ mm, häufiger noch von $0,07 \times 0,15$ mm. Ferner gibt es auch etwas Zerreibsel von etwa $0,03$ mm mittlerem Durchmesser. Die Dolomitkristalle sind den Quarzkörnern gegenüber Zwerge.

Alle Quarzkörner besitzen zackige Umrandung. Besonders deutlich, ja geradezu regelmäßig erscheint die Zackenbildung in der Prismenzone des Quarzes. Sie hängt offensichtlich zusammen mit der hier allverbreiteten Böhmischen Streifung einerseits, und mit einer mechanischen Zerlegung der Quarze in dünne Platten nach a andererseits.

Böhmische Streifung (3). So wird eine zarte, trübe Streifung der Quarze gleichlaufend α genannt. In unseren Präparaten ist folgendes zu beobachten: Die trüben Streifen er-

scheinen am deutlichsten auf Schnitten // der *c*-Achse. Sie durchsetzen die Körner oftmals nicht bis an den Rand. Ihre Dicke liegt zwischen 0,5 bis 0,8 μ . Die Trübung scheint durch Bläschen bedingt zu sein, welche ganz gleichmäßig dicht verteilt sind, gleiche Größe und gleiche Gestalt haben, eine sichere Angabe darüber, ob ihr Umriß eckig oder rund ist, und welchen Inhalt sie führen, jedoch nicht möglich. Für meine Hilfsmittel wenigstens sind sie zu klein. Zwischen den trüben Streifen befinden sich klare von 0,01 bis 0,007, 0,005 bis 0,004 und 0,003 *mm* Dicke. Streifen der ersten Gruppe treten bis an den Rand, solche der zweiten Gruppe vereinigen sich meist am Kornrand, indem nämlich die trennenden trüben Streifen allmählich verschwinden. Streifen der dritten Gruppe sind nur in Bruchteilen der vollen Kornbreite nach *a* sichtbar. Immer sind die hellen, klaren Streifen höher doppelbrechend und lichtbrechend als wie die trüben. Vermischt erscheinen die Streifengruppen nicht. An größeren Körnern ist aber mitunter zu beobachten, daß ein Teil des Kornes die Streifengruppe I (mit 0,01 bis 0,007 *mm* Breite) beherbergt, worauf ein streifenfreies Feld folgen kann, welches plötzlich einem Feld mit der Streifengruppe III Platz macht.

Dort, wo die Streifengruppen I an die Kornränder treten, ragen die hellen Streifen zackig aus dem Kornrand hervor, während sich an Stelle der trüben Streifen Einkerbungen befinden. Hier ist die Zackenbreite gleich der Breite der hellen Streifen. Tritt die Streifung nicht an den Kornrand, dann zeigt dieser auch keine so regelmäßige Zackung. Wo ein trüber Streifen an den Rand tritt, kommt immer eine Kerbe zum Vorschein, auch wenn sonst in der Nähe keine trüben Streifen den Rand erreichen.

Betrachtet man die beschriebene Erscheinung vom Ergebnis der letzten Arbeiten *Rinnes* (4) aus, so kommt man zur Annahme folgender Zusammenhänge.

Bei Pressung von Quarz in der Richtung nach *c* erhält dieses Mineral „optische Zusatzspannungen“, welche die „Primärspannung“, das heißt die normale Doppelbrechung herabsetzen. (Druckstufe für Grün: 0,000025 für 1 *kg/mm*².) Demnach könnten die trüben Streifen optische, gespannte Felder sein, da ja deren Doppelbrechung geringer ist wie jene der hellen Streifen. Ich konnte den Unterschied der primärgespannten und zusatzgespannten Streifen in Bezug auf die Doppelbrechung nicht messen. Er ist aber überaus gering, der Größenordnung nach etwa gleich dem von *Fischer* (3) ermittelten Unterschied von 0,0011. Dieser Zusatzspannung entspräche ein Druck von 4400 *kg/cm*², das heißt eine Rindentiefe von etwa 16 *km*. Da die betreffenden Handstücke aus dem

Anstehenden gebrochen sind, so daß ihre Lage bekannt ist, kann mit Bestimmtheit ausgesagt werden, daß sie schon sehr lange nicht mehr unter solchen Drucken stehen. Weshalb zeigen sie trotzdem noch die Zusatzspannung? Weshalb sind sie ferner örtlich (nämlich in den hellen Streifen) entspannt? Dank Rinne (4) kann hiezu eine Antwort gegeben werden: Zwar entspannen sich manche Glasstreifen nach Biegung sehr rasch, aber schlecht gekühlte behalten die Zusatzdoppelbrechung oft jahrelang bei. Nach a (Achse) gepreßte Steinsalz- und Sylvinspaltstücke werden sehr stark doppelbrechend. Nach Aufhören der Beanspruchung entspannen sie sich, aber nicht vollkommen. Es bleibt ein Spannungsrest in Form zonenhaft abwechselnd optisch verschieden gespannter Lamellen erhalten.

Damit lassen sich die niederer gespannten, trüben Böhmschen Streifen vergleichen. Ursprünglich müßte man sich daher das ganze Korn gepreßt und optisch gespannt vorstellen. In den trüben Streifen ist Restspannung erhalten, wogegen die klaren Streifen entspannt sind. Damit würde auch übereinstimmen, daß in den trüben Streifen die Kerbung erfolgt, da diese einer Deformation weniger Widerstand entgegensetzen.

Daß zwischen klaren und trüben Streifen eine geringe Auslöschungsschiefe (3° bis 4°) besteht, ist hier ebenso zu beobachten wie in anderen, in Veröffentlichungen erwähnten Fällen. Es bleibt nun noch die Frage offen, ob die Ursache der Trübe Böhmscher Streifen Quarzeinschlüsse im gewöhnlichen Sinn sind (Flüssigkeits-, Gaseinschlüsse usw.). Solche Einschlüsse sind allgemein größer, nicht so regelmäßig verteilt, nicht so auffallend gleich groß und gleich gestaltet, ihre Schnüre sind auch nicht so rhythmisch-regelhaft \perp e angeordnet. Daher muß man sich nach anderen Ursachen für die Trübung umsehen und vor allem in Rechnung ziehen, daß die Trübung auch ein gitterartiges Hohlraumsystem sein kann, dessen Maschen miteinander in Verbindung stehen. Man könnte zum Beispiel an Systeme von „hohlen Kanälen“ denken, wie sie vom Kalkspat beschrieben worden sind (10). Herr Hofrat Scharizer wies darauf hin, daß der Inhalt der scheinbaren Einschlußräume wieder Quarz sein könne, allerdings in anderer optischer Orientierung gegenüber der Streifenhauptmasse. In den Streifen mit Rückständen von Zusatzspannung hätte man Teile von Quarzkristallen zu sehen, welche die Spannung durch eine Gleitung zu beantworten versuchten, ohne daß dieser Versuch bis zum Ende geführt worden wäre.

Mügge'sche Felder. Ebenso häufig wie die Böhmsche Streifung tritt eine im // polarisierten Licht besonders deutliche Felderteilung auf, welche Mügge (Bruchhäuser Steine)

(3) eingehend studierte. Jedes Quarzkorn zerfällt optisch in streifige Felder, deren Grenzen sehr steil stehen zu den Böhmschen Streifen, aber nie normal hinzu. Die Auslöschungsdifferenz anstoßender Müggischer Felder ist in unseren Fällen 10° bis 35° . An den immer scharfen Feldergrenzen erscheinen die Böhmschen Streifen geknickt. In Fällen, wo ein Korn in drei bis vier Felder zerteilt erscheint, wie das häufig vorkommt, konvergieren alle Feldergrenzen einem ziemlich fernliegenden Punkt zu. Die mittleren Felder solcher Körner besitzen stärkere Doppelbrechungsunterschiede gegenüber den trüben Streifen als wie die randlichen Felder. Die Feldergrenzlinsen sind zum Teil nämlich dort, wo trübe Streifen durchsetzt werden, mit denselben Bläschen ausgestattet wie die trüben Streifen, wogegen sie innerhalb der klaren Streifen fast unsichtbar werden. Nur dadurch, daß ja anstoßende Felder beträchtlich in der optischen Orientierung voneinander abweichen, ist die Grenzfläche schon durch die Lichtbrechungsunterschiede wahrnehmbar. Wirkliche Rißstellen sind diese Grenzen nicht.

Deformation mit Biegung und Bruch. Endlich kommt es vor, daß viele Quarzkornschnitte randlich eine Auflösung in Stengel — in Wirklichkeit stengelige Schnittfiguren kleiner Platten — zeigen. Diese Stengel sind ungefähr, das heißt so genau wie die Böhmschen Streifen // α . Ihre Länge entspricht der Breite Müggischer Felder, das heißt etwa 0,04 bis 0,06 mm, die Dicke dagegen ist häufig dieselbe wie jene der dickeren klaren Streifen zwischen den trüben Böhmschen Streifen, also 0,01 bis 0,007 mm. Häufiger aber ist die Dicke etwa zwei- bis dreimal so groß. Diese Platten sind voneinander durch wirkliche Risse getrennt, ihre Grenze gegen den unverletzten Kornteil ist entweder ebenfalls ein Riß oder ein Knick, welcher meist ebenfalls kaum scharf sichtbar ist. Risse und Knicke dieser Art haben genau dieselbe Orientierung wie die Grenzen Müggischer Felder. Oft beobachtet man, daß ganze Kornflanken längs solcher Risse von Korn abgelöst und scheinbar abgelenkt sind, wogegen die Loslösung der stengeligen Teile solcher Flanken nach α nicht so häufig wahrgenommen werden kann. Eine ganz ähnliche stengelige Zerlegung habe ich schon 1918 beschrieben (3). Niemals umgeben die Stengelschnitte ein Quarzkorn allseitig, stets nur an einer Flanke oder an zweien, stets // α und in Ausdehnungen, welche jenen der klaren Streifen nahekommen. Für die Deutung dieser Erscheinung liegen auch einige Versuchsergebnisse vor. Der Rose'sche Versuch erreichte durch hohe Pressung am Quarz eine Zerlegung in Lamellen von etwa 0,1 mm Dicke nach (0,001). Vgl. Mügge—Rosenbusch (3). Wenngleich dies den

Dimensionen nach nicht mit unserer Zerlegung stimmt, so stimmt es doch gut der Art nach.

Dolomit. Dieser zweite Hauptgemengteil, die „Fülle“ (5) des Gesteins, erscheint in Form winziger Rhomboeder mit 0,03 bis 0,09 *mm* mittlerem Durchmesser. Sie besitzen krumme Flächen, durchdringen sich gelegentlich, bilden auch wohl Gruppen, erscheinen schwebend gebildet oder benutzen die eckigen Randkerben der Quarzkörner als Ansatzstellen. Sie sind bald mehr, bald weniger von organischem Pigment durchstäubt. Ob sie außerdem noch andersgeartete kleine Mineraleinschlüsse führen, konnte nicht sicher erkannt werden. Den chemischen Hinweis auf Dolomit ergaben für andere Vorkommen dieser Gesteinsgruppe schon die Analysen Heritsch' (1). Ich habe für die hier beschriebenen Vorkommen die Lembergische Prüfung durchgeführt, sie ergab Dolomit ohne Beteiligung von Kalkspat. Eine Prüfung auf FeCO_3 als möglichen Dolomitanteil erwies eine nur ganz unerhebliche Anteilnahme dieses Carbonates.

Feldspate. Vereinzelt wurden klare, zwillingsgestreifte Splitter von Albit oligoklas beobachtet. Noch seltener solche eines Kryptoperthites mit jenen feinen, haarförmigen Einschlüssen, wie sie F. Machatschki mir in Kalifeldspäten arg gepreßter Korralpenpegmatite gezeigt hat. Die Natur dieser Einschlüsse konnte bis jetzt nicht sicher erkannt werden. Beide Feldspäte haben Splitterform wie die Quarze, zersägten Rand und undulöse Auslöschung.

Turmalin. Säulchen vom Format $0,15 \times 0,07$ *mm*, schwach gerundet, treten in verschiedenen Farben auf, sind aber sehr selten. Am seltensten jene mit dunkelblauschwarzer Farbe, welche sonst in unseren Pegmatiten sehr häufig sind. Sie erscheinen nicht schalig gebaut. Dies dürfte damit zusammenhängen, daß sie Trümmer größerer Turmaline sind, in welchen Schalenbau zwar oft zu beobachten, aber die Schalenmächtigkeit zu groß ist, um in den einzelnen Splintern eines solchen Kristalls noch zum Ausdruck zu kommen. Anders verhalten sich die braunen, beziehungsweise braungrünen Turmalinkörnchen unserer Sandsteine. Die zeigen Schalenbau. Sie entsprechen in diesem Belange in der Farbe und Form wenig abgerollten Turmalinen der Paraschiefergesteine in der kristallinen Umrahmung von Graz, jener Schiefergneise und Glimmerschiefer, deren mächtigen Folgen so zahlreiche Pegmatite eingelagert sind.

Rutil tritt in mehreren Formen auf. Zum Teil in feinen Nadeln, nahezu von der Feinheit der „Tonschieferinädelchen“. In dieser Form kenne ich ihn aus den obenerwähnten Schiefergesteinen. Ferner in Form sattgelber bis braungelber dicker

Körner, welche gerollte Stücke größerer Körner darstellen. Das ließe auf rutilführende Pegmatite oder Quarzgänge als Heimat schließen, was dem Kristallin um Graz ganz angemessen wäre. Endlich kommen auch Körner vor, welche grauviolette bis braunviolette Farbe haben (ähnlich der Farbe mancher Orthite), in ihren sonstigen Eigenschaften aber sich wie Rutil verhalten. In den Gesteinen des mittelsteirischen Kristallins habe ich sie bisher nicht gefunden.

Zirkon, $0,1 \times 0,04$ mm, tritt in gerollten, farblosen Säulchen auf. Das ist ungefähr auch die Größe der kräftigeren Rutile. Im gleichen Format fand sich ein Korn Titanit sowie Ilmenit mit Leukoxenrinde, endlich war ein krümeliges, dunkelbraun durchsichtiges bis durchscheinendes Eisenerz zu beobachten, welches wohl zum Limonit zu stellen ist. Ein Teil davon erscheint pseudomorph nach einem andern Eisenerz, das jedoch nicht mehr sicher erkannt werden kann. Limonit bildet auch gelegentlich einen goldgelben Kitt auf Sprüngen oder Rissen. Über die Heimat dieser letztgenannten Gemengteile kann keine bestimmte Vermutung geäußert werden, weil nämlich recht verschiedene Gesteine unseres Kristallins in Betracht kämen. Die limonitischen Lassen selbst sind ja überhaupt nicht allothigen (fremdbürtig).

Struktur. – Aufbau des inneren Gefüges.

Man hat wohl zu unterscheiden zwischen Sandsteingewebe und zwischen Fülle. Ersteres ist in den beiden Sandsteinmustern aufgebaut aus allen beschriebenen Gemengteilen, mit Ausnahme des Dolomites, und alle diese Gemengteile sind fremdbürtig oder allothigen. Letzteres besteht aus Dolomit, welches Mineral Pigmentstaub einschließt. Der Dolomit ist eigenbürtig oder authigen. Desgleichen möchte ich den Pigmentstaub als authigen auffassen. Denselben Pigmentstaub fand ich in durchaus gleichmäßiger Verteilung auch in dunkelgrauen Kalksteinen des Grazer Paläozoikums (zum Beispiel von Pongratzen). Den allothigenen Gemengteilen fehlt er, und so dürfte er wohl organischen Ursprungs sein.

Verteilung und Anordnung der allothigenen Gemengteile. Im Schliff besehen, scheinen die Quarzkörner sehr gleichmäßig verteilt zu sein und auch ihre Größe scheint innerhalb der recht engen Grenzen zu bleiben. Der Eindruck großer Gleichmäßigkeit und Gleichförmigkeit beruht besonders auf der gleichmäßigen Einstreuung von Körnern mit etwa $0,13$ bis $0,16$ mm mittlerem Durchmesser. Hin und wieder wird ein solches Quarzkorn durch ein Feldspatkorn

© Naturwissenschaftlicher Verein für Steiermark; download unter www.biologiezentrum.at
 ersetzt. Sehr selten durch ein Korn anderer genannter Gemengteile. Eine Anordnung in Lagen ist nicht sichtbar. Lagenanordnung könnte ja nur bedingt sein durch periodischen Wechsel in der Kornfeinheit oder in periodischem Materialwechsel oder in beiden Umständen zugleich. Sonst kann Lagenanordnung wenigstens in einem nicht metamorphen Sediment nicht sichtbar werden. Diese drei Bedingungen sind aber hier, was Quarz-Feldspat anlangt, nicht erfüllt. Es könnte allenfalls noch gefragt werden, ob das Quarzgewebe optisch geregelt ist. Diese Frage muß verneint werden. Das bisher Berichtete gilt für beide Gesteinproben.

Im Vorderplabutscher Vorkommen gibt es eine sehr wichtige Sondererscheinung. Dort sind die sonst seltenen schweren Gemengteile in zwei Lagen gehäuft, allerdings sind es nur Lagen von mikroskopischen Größenverhältnissen, und eingebettet in das herrschende Quarz-Dolomitgewebe. Die angereicherten Allothigenen sind:

Zirkon,	Titanit,	Ilmenit,	Rutil,	Turmalin,
d = 4,7	3,5	4,8 bis 5,2	4,3	3,25
Brauneisenkörner				
3,7				

In der Größe gibt es Abstufungen. Turmalin ist am größten. Hinter den größeren Quarzkörnern bleiben sie aber alle an Größe zurück. Es handelt sich um Absatz schwererer Mineralien. Die Lagen sind fast 1 mm mächtig, 1 cm voneinander entfernt und parallel zur Hauptablösungsfläche des Gesteins. Sie sind die einzige Andeutung eines sedimentären s (Sanders) und erlauben somit eine sonst nicht mögliche Orientierung im Dünnschliff, da sich im Quarz-Dolomitgewebe Feinschichtung nicht erkennen läßt.

Fülle und ihr Verhältnis zu den allothigenen Gemengteilen. Die Fülle ist ein feinkristallinisches Gewebe von Dolomithomboederchen. Die Korngröße wurde bereits früher angegeben. Dieselbe Größe und Anordnung zeigt auch die Dolomitfülle des mittleren Buntsandsteins Ostthüringens nach Heeger (2), was besonders aus den Bildern, welche Heegers Arbeit beigegeben sind, ersichtlich ist. Ein merkwürdiges Seitenstück zu einer derartigen Dolomitentfaltung ist der von H. Ries (6) beschriebene „Dolomitton“ aus Texas. Dieses Sediment enthält 98,5% Dolomit in Form kleiner, locker gefügter Rhomboeder von 0,008 mm Größe, also noch feiner kristallin als unsere Fülle. 1,5% des Gesteins entfallen auf Eisenoxyd, Tonerde usw.

Im ganzen genommen, bildet die Fülle ein Netzwerk, in dessen Maschen die allothigenen Mineralien stecken. So wie

bei einem wirklichen geknüpften Netz lassen sich Knoten und Verbindungsfäden unterscheiden. Die Knoten sind Dolomitmikornanhäufungen von der Größe der stärkeren Quarzkörner. Die Verbindungsfäden sind Dolomitmikornstränge, welche zwischen Quarzkörnern durchziehend die Verbindung der Knoten bewerkstelligen. Das staubartige, organische Pigment häuft sich in den Knoten, die hiedurch oft nahezu undurchsichtig werden. Die Verbindungsfäden sind ziemlich pigmentrein. Die Fülle von II ist pigmentreicher wie die von I.

Anzeichen von Gesteindeformation.

In beiden Gesteinproben finden sich Anzeichen von Deformation, in beiden aber ist die Deformation verschiedenartig. Eine Reihe von Deformationserscheinungen, die bei Quarz beschrieben worden sind, können nicht zur Gesteindeformation in Beziehung gebracht werden. Es soll versucht werden, in dieser Hinsicht Klarheit zu gewinnen.

Probe I. Parallel zur Feinschichtung verlaufen durch das Gestein kleine Risse. Im Dünnschliff war der längste beobachtete Riß 3 mm lang, im Abstand von 0,85 mm durchschnittlich verlief ein zweiter von 0,6 mm Länge. Der Dünnschliff zeigt noch einige solche Risse, welche kürzer sind, der Abstand wechselt.

Diese Risse sind durch Limonit verkittet. Das bemerkenswerteste an ihnen ist, daß sie nicht die Körnergrenzen zwischen Dolomit und Quarz benützen, sondern daß sie durch die Quarzkörner hindurchsetzen, wobei natürlich auch verkittendes Dolomitgewebe unregelmäßig durchgerissen wird. Sie verlaufen übrigens nicht gerade, sondern mit zahlreichen kleinen Biegungen und Knicken. Der Rißverlauf ist gegenüber dem Kristallbau der durchrissenen Körner nicht orientiert. An der Rißlinie sind Verschiebungen der meist ungleich großen Kornteile nicht feststellbar, zumindest finden sich in der Rißrichtung keine Anzeichen hiefür. Im gleichen Schliff beobachtet man eine mit Zerreibsel von Quarz, Dolomit und etwas Brauneisen erfüllte Kluft, welche zu den beschriebenen Rissen fast senkrecht steht und die früher beschriebenen Lagen schwerer Allothigenen um 0,2 mm Sprunghöhe verwirft. Diese Kluft ist auf eine Länge von 6 mm im Gestein gut zu verfolgen, erlischt aber dann nach beiden Richtungen im Gewebe.

Man merkt: Die freien Auges sichtbare Tektonik des Handstückes entspricht genau der Mikrotektonik. Es summiert sich die Wirkung der kleinen engen Risse nach der Feinschichtung

zur Schöpfung der Hauptablösungsflächen, und es summieren sich die feinen Klüfte steil hiezu zu den seitlichen Ablösungsflächen dieses Sandsteins. Das Mikroskop enthüllt in der Sandfüllung der Klüfte auch die Ursache der gelblichsandigen Krusten auf den seitlichen Ablösungen und auf einem Teil der Hauptablösungen.

Dieser Sandstein reagierte also auf mechanische Beanspruchung durch Brechen, er zeigt unverheilte Bruchmikrotektonik, die seine Festigkeit ungünstig beeinflusst.

Probe II. Trotzdem auch hier die Quarze sehr schön Böhmsche Streifen und Müggische Felderung erkennen lassen, bleibt doch die stengelige Flankenauflösung aus. Übrigens gibt es in diesem Schliff etwas mehr Feldspat wie in I. Das Schliffbild enthält zahlreiche kurze, stark gekrümmt verlaufende Risse, die alle zusammen trotz der Krümmungen ein System bilden. Ihre Summierbarkeit spricht sich darin aus, daß sie ebenfalls eine Hauptablösungsfläche bilden, die freilich sehr uneben verläuft, wie dies ja schon eingangs beschrieben wurde. So wie am Handstück keine seitlichen Ablösungen (dem Fall I vergleichbar) auftreten, so mangeln auch im Schliff die entsprechenden Klüfte. Einen weiteren Unterschied gegenüber I bedeutet die Tatsache, daß in II längs der kurzen Risse Bewegungen zu konstatieren sind. Sie geben sich dadurch kund, daß das staubartige Pigment gegen die Risse zu verdichtet und längs der Risse verschmiert erscheint. Ferner sind die Dolomitmörkchen sichtlich dort zermalmt, ein Turmalin ist durch einen solchen Riß zerlegt und seine Teile sind verschoben. Endlich sind auch Quarzkörner, deren Zusammengehörigkeit noch erkannt werden kann, gegeneinander verschoben, und in die Fuge erscheint Dolomit und Pigment eingequetscht. In die Fülle sind Quarzsplitter eingemengt. Der erste Eindruck ist der, daß hier die Risse sich an die Korngrenzen Quarz-Dolomit halten. Die Beobachtung von Korn zu Korn zeigt, daß dies eine Täuschung ist. Fall II ist bloß ein gegenüber I vorgeschrittenes Deformationsstadium. Es scheint, daß diese stärkere Reaktion mitbedingt wird durch das reichlichere Pigment. Anlässlich eines Besuches, den Herr Kollege S m e k a l nach seinem Vortrag im Steiermärkischen Naturwissenschaftlichen Verein¹ unserem Institut machte, gab er die Anregung, auf den Verlauf solcher Risse gerade in dieser Hinsicht zu achten, ob die Risse durch die Gemengteile hindurchsetzen oder ob sie auch Körnergrenzen benützen. Beispiele dafür, daß die Risse durch die Körner hindurchsetzen, sind mir mehrere bekannt.

¹ Im April 1927.

Fall I ist wieder ein gutes Beispiel hierfür. Im Fall II schien es mir anfangs nicht so. Wie sich herausstellte, macht er aber doch auch keine Ausnahme.

Wenn hier die Durchbewegung nur ein wenig stärker gewirkt hätte, würde man wohl schon das Bild einer Fältelung vor sich haben. Dieses Gestein hat ein sichtbares *s* erst infolge der Teilbewegung erlangt. Von ursprünglicher Feinschichtung ist ebensowenig sichtbar als in jenen Distrikten von I, welche nicht gerade im Bereich der Lagen schwerer Gemengteile sind.

Herkunft der allothigenen Gemengteile.

Quarz. Am genauesten bekannt sind jene optischen und mechanischen Erscheinungen, welcher hier als Müggesehe und Böhmische Streifung beschrieben wurden, von Quarzen porphyrischer Gesteine. Für Steiermark ist beispielsweise diese Streifung und was damit zusammenhängt beschrieben worden aus Porphyroiden von verschiedenen obersteirischen Örtlichkeiten, aber auch aus anderen Gesteinen, zum Beispiel aus Phylliten und Graphitschiefern des Sunk (Fischer²). In der Liste Fischers sind ferner noch Gesteine mit mehrfacher Streifung aufgezählt: Quarzite, Kalkphyllite, Glimmerschiefer, Aplite usw. Immer handelt es sich um Gesteine von nachkristalliner Deformation.

Da unsere Quarze auf die Beanspruchung im Sandstein hin mit nichtorientierten Zerreißen antworten, keine Regelung des Quarzgefüges zu erkennen ist, und die Dolomitfülle um jene Quarze herum unverletzt ist, welche nur Böhmische Streifung, Müggesehe Felderung und stenglig-plattige Flankenzerlegung zeigen, müssen die Quarze ihre letzterwähnten drei Eigenschaften mitgebracht haben. Als ihre Heimat kommen Gesteine in Betracht, welche optisch und mechanisch stark gestörte Quarze enthalten und älter sind als der Devon-sandstein. Ferner darf die Heimat der Quarze nicht zu weit abliegen vom Ablagerungsraum, weil ihr Zustand einen längeren Transport nicht erlaubt.

Somit kommt die kristalline Umrandung von Graz für die Sandlieferung in Betracht. So sagt auch Heritsch (1) (S. 26): Porphyroide müssen ja wohl ausgeschieden werden (geologisch: weil sie jünger sind; petrographisch: weil die

² Den oben genannten steirischen Beispielen sind nun die beiden Sandsteinproben anzugliedern. In allen im vorigen Absatz genannten Fällen haben die Quarze ihre optisch-mechanischen Besonderheiten in den Gesteinen erlangt, in welchen sie sich noch befinden. Hat nun auch der Quarz unserer Sandsteine diese Eigenschaften erst im Sandsteine erlangt, oder hat er sie dorthin mitgebracht?

Quarze gar keine Anzeichen von Porphyrquarzen besitzen). Quarze und Feldspate von der erforderlichen Beschaffenheit enthalten die zahlreichen Pegmatite unserer kristallinen Umrandung, ebenso blauen Turmalin und Rutil. Insbesondere konnte ich B ö h m s c h e Streifung in Pegmatitquarzen des Korallengebietes wahrnehmen. Daß Quarz in diesen Pegmatiten ärger zertrümmert ist als wie Feldspat, ist eine recht verbreitete Erscheinung. Brauner, schaliger Turmalin ist Gemengteil einer Reihe von Paragesteinen und anderen, auch von Turmalinquarziten. Ilmenit und Titanit sind Gemengteile so verschiedenartiger Gesteine des Randkristallins, daß man auf kein bestimmtes Muttergestein schließen darf.

Das heutige Korallenkristallin enthält neben den Pegmatiten noch Eklogite und Amphibolite, die gewiß ebenfalls sehr widerstandsfähig sind, und außerdem eine Reihe leichter zerstörbarer Schiefergesteine. Freund Schwinner machte mich darauf aufmerksam, daß besonders Pegmatite in der Nähe ihrer ursprünglichen Lagerstätte in Schottern angereichert werden. Im Mündungsgebiet des Übelbaches in die Mur fand ich neben Pegmatiten und Apliten hauptsächlich Amphibolite in den Schottern. Wenn also solchen Schottern (die im weiteren Verlauf der Verarbeitung den Sandquarz geliefert haben) Amphibolit und Eklogit gefehlt haben, so lag dies wohl daran, daß diese Gesteine damals nicht in dem abzutragenden Gesteinkomplex enthalten waren. Daß sie gefehlt haben, ergibt sich daraus, daß der Sandstein keine Granatkörnchen, keine Hornblende-, beziehungsweise Augitreste, keine Amphibolitfeldspate enthält.

Es gibt im kristallinen Bogen um Graz schungitisch oder graphitisch pigmentierte Quarzite. Auch solches Material wurde nicht in den Sanden angetroffen. Die Auslese war demnach sehr streng.

Herkunft der Fülle und Sedimentationsgeschichte.

Bezüglich des mittleren Buntsandsteines von Ostthüringen kam Heeger (2) zu dem Schluß, es sei dieses Gestein eine Flachseebildung. Die erste Verfestigung sei im Laufe der Ablagerung oder unmittelbar hernach erfolgt. Derselben Meinung ist Heritsch (1) in bezug auf die Grazer Devonsandsteine. Steidtmann (1917) (7), der viele amerikanische Dolomitgesteine untersuchte, stellte fest, daß der Nachweis einer sekundären Entstehung der Dolomite nur selten zu erbringen war. Andererseits sei unmittelbare Präzipitation zwar nicht erwiesen, aber bei großer Feinkörnigkeit des Dolomites sehr wahrscheinlich. Die Ausscheidung dürfte nicht allzu oberflächennahe in

wärmer Flachsee erfolgt sein. Das Sediment soll allmählich eine zähe Konsistenz annehmen und währenddem sollen noch Umsetzungen möglich sein, welche mit Volumsänderungen verbunden sein können. Wenn nun Kalk die Grundlage für den späteren Dolomit abgibt, so würde durch den erforderlichen Austausch von CaCO_3 durch MgCO_3 nach Steidtmann das Volumen um 12% abnehmen, das heißt das Porenvolumen müßte zunehmen. Es wurden aber keine Beobachtungen gemacht, welche dem entsprechen. Also könnte es sich nur um Dolomitisierung in schlammig-breiigem Zustand handeln, wenn man ursprüngliche Dolomitpräzipitation ablehnt. Die Untersuchung unserer Dolomitsandsteine führt auf dieselben Probleme. Man ersieht auch bereits, wie wichtig die Frage der Packung der Sandkörner ist.

Über diesen Gegenstand berichtet A. Monsen (8), der Sandpackungen auf Anregung A. Torquists hin studierte. Darnach sind marine Sande der Litoralzone locker gepackt, ihr Porenvolumen beträgt rund 40 bis 47,5 Volumenprozent. — Süßwassersande und diluviale sind fester gepackt, ihr Porenvolumen ergibt sich mit rund 26 bis 36 Volumenprozent. Für unsere heimischen Dolomitsandsteine ergibt sich eine Zahl von 55 bis 60 Volumenprozent für die dolomitische Fülle. Diese Zahl darf zwar nicht direkt als Porenvolumen eines ursprünglichen Sandes betrachtet werden, steht aber wohl damit in Beziehung. Sie übertrifft das maximale Porenvolumen von Litoralsanden beträchtlich. Das spricht aber nicht gegen den Absatz in ruhigem Wasser, sondern dafür, da ja selbst die lockersten Schüttungen von Dünen sand bloß ein Porenvolumen von 43,5 Volumenprozent besitzen. Ferner wird der Sedimentationsvorgang in betreff der allothigenen Gemengteile aufgehellt durch die Untersuchungen von L. Sudry (9). Quarzsplitter von 0,001 mm sinken in Wasser um 1800 m in 100 Jahren, solche von 0,01 mm Größe durchsinken dieselbe Strecke in einem Jahr. Dadurch wird das gleichmäßige Format der Quarzkörner der beschriebenen Sandsteine verständlich. Es erreicht ein höherer Prozentsatz relativ großer Körner fortgesetzt eher den Boden als kleinere. Körner unterhalb einer bestimmten Grenze kommen wohl überhaupt für das wachsende Sediment nicht mehr soweit in Betracht, daß sie das charakteristische Aussehen des Gesteins noch zu beeinflussen vermöchten.

Setzt man noch hinzu, daß sich keine Anzeichen finden, welche darauf hinweisen, daß der Dolomit hier ein metasomatisches Erzeugnis wäre, so erhält man folgende Vorstellung:

Gleichzeitige Abscheidung von Dolomit und Einstreuung von fast reinem Quarzsand am Grunde eines küstennahen Flachsee-

teiles führten zur Bildung dieses Dolomitsandsteines. Die Dolomitabscheidung produzierte relativ mehr Dolomit, als der lockersten Sandpackung entsprechen würde, beziehungsweise der Dolomitzuwachs war größer als der Sandzuwachs, welcher für entsprechend lockere Packung unter Wasser nötig gewesen wäre.

Nach Daubrée werden Quarzkörner unter 0,1 mm Durchmesser in fließendem Wasser wegen Suspension nicht mehr verrundet. Windtransport verrundet aber noch kleinere Körner. Unsere Sandsteinkörner sind indes groß genug, um bei einigermaßen längerem Transport verrundet zu werden. Sie sind jedoch zackig umrandet geblieben. Also war der Transportweg nicht lang. Heeger spricht sich für die genau so beschaffenen Buntsandsteine Ostthüringens für kurzen Windtransport aus. Dies kann auch für unsere Verhältnisse gelten. Im allgemeinen darf man wohl an die Verhältnisse von Flachseeufern mit Dünensaum denken, wenn man sich die Wiege dieser Sandsteine vorstellen will.

G r a z, Mineralogisch-Petrographisches Institut, Juni 1927.

Quellenverzeichnis.

(1) F. Heritsch. Untersuchungen zur Geologie des Grazer Paläozoikums, II. Denkschr. Wiener Akademie. Math.-Naturw. Klasse. B. 94, 1917, S. 4, 38 usw.

(2) W. Heeger. Petrogenetische Studien... Buntsandstein in Ostthüringen. Jahrb. d. preuß. geol. L.-A. B. 34/X, 1913. S. 405 ff.

(3) Vgl. hiezu: G. Fischer. Mechanisch bedingte Streifungen am Quarz. Zentralblatt f. Mineralogie etc. 1925. Abt. A. S. 213 ff. — O. Mügge . . . Bruchhäuser Steine. N. Jb. f. Mineralogie. Beil.-B. X. S. 767 und Abbild. Tafel XIV, 3, 5. — F. Angel. Quarzkeratophyre d. Blasseneck Serie. Jb. öst. geol. Reichsanst. 1918. B. 68., 1. und 2. Heft. — A. Böhm. Gesteine d. Wechsels. Tschermaks Min. pltr. Mitteil. 1883. — F. Becke. Struktur und Klüftung. Fortschritte d. Min. u. Petrogr. 1924, p. 201. — Rosenbusch-Mügge, Mikroskop. Physiographie. 5. Aufl., 1925. I, 2. p. 176.

(4) F. Ruine. Feinbauliche Erörterungen . . . über optische Anomalien. Zentralblatt f. Min., Geol. usw. 1925. Abt. A. S. 233, 234. — Ds. weitere Beiträge zur Kenntnis von Spannungsdiagrammen. Zentralblatt f. Min. etc. 1927. S. 182.

(5) Klemm. Mikroskop. Untersuchungen psammitischer Gesteine. Deutsche geolog. Gesellschaft 1882. S. 805.

(6) H. Ries. Dolomitton aus Texas. N. Jb. f. Min. etc. 1923, B. II., S. 321.

(7) Steidtmann. Dolomitentstehung. N. Jb. f. Min. etc. 1923, B. I.

(8) A. Monsen. Sandpackungen. Zentralblatt f. Min. 1913. S. 242.

(9) L. Sudry. N. Jb. f. Min. etc. 1914, B. I. S. 234.

(10) C. Hintze. Handbuch d. Mineralogie. B. I. S. 2833.