

14. Zur Mechanik der Spaltenverwerfungen; eine Studie über mittelschwedische Verwerfungsbreccien.

Von

A. G. Högbom.

Die in historischer Zeit stattgefundenen Erdbebensdislokationen, deren Beträge zuverlässig bezeugt worden sind, haben nur geringe Sprunghöhen. Grosse und verwüstende Erdbeben, bei welchen keine Verschiebungen in der Erdkruste beobachtet wurden, sind häufig; eine geringe Zahl wurde von Verschiebungen um bis einigen Metern begleitet, und Dislokationen um zehn Metern oder etwas mehr wurden nur in drei oder vier Fällen annotiert. Ich entnehme aus einer Zusammenstellung von HOBBS¹ über die Erdbebensdislokationen des letzten Jahrhunderts folgende Beispiele, welche die grössten bekannten Dislokationen und Spaltenbildungen dieses Zeitabschnitts aufnehmen.

1. 1819 *Indien*. Maximale Vertikalverschiebung 6 m; horizontale Länge 27 km.
2. 1855 *Neu Zeeland*. Maximale Vertikalverschiebung 3 m; horizontale Länge 150 km.
3. 1856 *Kalifornien*. Keine Angabe über Sprunghöhe; Spalten von 330 km Länge.
4. 1857 *Kalifornien*. Spalten von 6 m Breite und 65 km Länge.
5. 1861 *Balkan*. Mehrere Spalten; die grössten 11–12 km, parallel laufend; zwischen denselben eine Senkung um etwa 2 m.
6. 1872 *Sierra Nevada, Owens Valley*. Längste Spalten 65 km, Vertikalverschiebungen von 1,5–6 m; horizontale Verschiebung eines mehrere tausend Acres grossen Landstückes etwa 4 m.
7. 1875 *Island, Ö. von Myvatn*. Senkung eines 15 km langen und 400–500 m breiten Landstücks 15–20 m.

¹ W. H. HOBBS, On some Principles of Seismic Geology, in Beiträge zur Geophysik, herausgegeben von GERLAND, Bd VIII. H. 2. Leipzig 1907.

8. 1877 *Arizona*, Gonora. Zickzack-laufende, 57 km lange Spalten, Erhebung des zwischenliegenden Bergrückens Tevas Range ein Paar Meter, Maximalverschiebung 6 m.
9. 1888 *Neu-Zeeland*. Mehrere Spalten, welche alten Dislokationslinien folgten. Horizontalverschiebung längs einer Spalte 2,5 m.
10. 1891 *Japan*. Vertikalverschiebung 10 m (nach anderen Angaben bis 20 m); Spaltenlänge 65 km.
11. 1892 *Afgahnistan*. Offene Spalte von 320 km Länge; nach den Aussagen der Eingeborenen dieselbe Linie folgend wie Spalten drei früherer Erdbeben.
12. 1894 *Grekland*, Lokri. 55 km lange, längs der Küste verlaufende Spalte mit bis 1,5 m Vertikalverschiebung.
13. 1896 *Japan*. Zwei, an beiden Seiten eines Berges laufende, 15 und 16 km lange Spalten; 2—3 m Vertikalverschiebung.
14. 1897 *Assam-Bengalen*. Zahlreiche Spalten innerhalb eines Areals von 3300 km²; grösste Spalte 20 km, mit einer Vertikalverschiebung von höchstens 10 m.
15. 1899 *Alaska*, Yakutat Bay. Komplexe Zerspaltung mit Differentialbewegungen; maximale Erhebung der Küste 14 m.
16. 1906 *Kalifornien*. Parallele Verwerfungsspalten mit vertikalen Verschiebungen von 6 m und lateralen Verschiebungen von 3 m.

Mit mässigen und grösseren Spaltenverwerfungen der geologischen Vergangenheit verglichen sind die Sprunghöhen dieser Dislokationen sehr geringfügig. Zur Erklärung dieses Unterschiedes können folgende Alternativen gedacht werden, nämlich: 1) die Jetztzeit ist eine Ruheepoche der Erdkruste; 2) ein Jahrhundert ist gegenüber der wahrscheinlich relativen Seltenheit grösserer Verwerfungen ein zu kurzes Zeitmass, um ihr Auftreten zu erwarten; 3) die grossen Verwerfungen sind durch Summierung mehrerer kleinen entstanden; 4) ein Zusammenwirken der oben angeführten Ursachen oder zweier derselben darf angenommen werden. Wenn man in der Literatur, und besonders in den Lehrbüchern sich herumsieht, bekommt man den Eindruck, dass die herrschenden Anschauungen sich am besten mit den zwei ersten Annahmen vereinigen lassen. Obgleich man hin und wieder Angaben über iterierten Bewegungen nach schon vorhandenen Spalten begegnet, scheinen solche nicht in Anspruch genommen worden sein, um den grossen Betrag mancher älteren Verschiebungen zu erklären, sondern diese werden, ausdrücklich oder stillschweigend, im allgemeinen als in *einem* Ruck entstanden angesehen. Zur Bestätigung werden mitunter die angeblichen Veränderungen im Relief des Meeresgrundes durch Erdbeben angezogen, welche bei Kabelbrüchen im Atlantischen Ozean und im Mittelmeer gefunden worden seien. Nach diesen Angaben sollten Dislokationen mit Sprunghöhen von 180 bis mehreren hundert Metern plötzlich entstanden sein. Abgesehen von der Unwahrscheinlichkeit, dass solche Dislokationen, sogar in eingeschlossenen Meer-

becken, wie dem Mittelmeer oder dem Adriatischen Meer, stattgefunden haben können, ohne von verwüstenden Flutwellen begleitet gewesen zu sein, kann man auch in Frage setzen, ob die Lotungen vor und nach den Kabelbrüchen so detailliert gewesen sind, dass eine eventuelle Veränderung im Relief sicher festgestellt werden könnte. Die Möglichkeit scheint nicht ausgeschlossen, dass beim Suchen nach dem zerborstenen Kabel Reliefzüge aufgefunden worden sind, welche während der mehr summarischen Lotungen zu der ersten Kabelauflegung der Aufmerksamkeit entgangen gewesen sind. Da man bei Auslegung von Ozeankabeln nur etwa 10% der Kabellänge für Unebenheiten des Grundes berechnen soll, kann bei starkem Relief leicht der Kabel streckenweise hangen geblieben sein. Eine Ruptur zufolge eines Erdbebens kann dann die Kabelenden aus einander so weit entfernt haben, dass sie auf recht verschiedenen Tiefen wiedergefunden werden, ohne die Annahme einer entsprechenden Dislokation der Erdkruste nötig zu machen. Ein Umstand, der in Betracht gezogen werden darf, ist auch, dass die Erdbeben den Relief des Meeresbodens durch Erdbeben oder Felsenstürze verändern können und dass Kabelbrüche vielleicht in einigen Fällen auf derartige Störungen zurückzuführen sind. Wenn auch die hier angedeuteten Erklärungen der fraglichen Kabelbrüche nicht einwandfrei sind, scheint es jedoch, mit dem bis jetzt gewonnenen Beobachtungsmaterial, nicht berechtigt, so grosse Dislokationen wie die oben genannten am Meeresgrunde als durch den Kabelbrüchen erwiesen anzusehen, da man nirgendwo anders bei Erdbeben Verwerfungen von solcher Grössenordnung beobachtet hat. Eine noch mehr schwerwiegende Einwendung gegen die grossen Verwerfungen liegt darin, dass plötzliches Einstürzen oder plötzliche Erhebung von ausgedehnten Erdkrustenstücken mit Sprunghöhen, welche hunderten von Metern erreichen, ganz unvereinbar mit unseren jetzigen Vorstellungen von der Rigidität der Erdkruste und der Plastizität des Erdinneren sind. Wenn solche Dislokationen nicht desto weniger noch Anhänger haben, ist das wohl daraus erklärlich, dass man sich nicht die Konsequenzen der neuen Beobachtungsweise vergegenwärtigt hat, sondern noch immer betreffs dieser geologischen Erscheinungen unter dem Einfluss der älteren, schon in der gebräuchlichen Terminologie hervortretenden Anschauung von dem »glutflüssigen« Erdinneren und der »starrten« Erdkruste steht. Nehmen wir an, dass ein Landstück (z. B. der Wettergraben oder der Rheingraben) durch Spaltenverwerfungen gesenkt wird, so muss dasselbe, um plötzlich eine bedeutende Sprunghöhe erreichen zu können, *entweder* in einen unterirdischen Hohlraum von entsprechender Grösse einstürzen, *oder* auch unter demselben liegende leichtflüssige Massen verdrängen, die in ihrer Ordnung entferntere Massen schnell verdrängen oder als leichtflüssige Eruptivmagmen heraufpressen. Letzteres kann wohl nur bei oberflächlich liegenden unterirdischen Magmaherden und nur bei Dislokationen von vergleichsmässig unbedeutenden Arealen eintreffen, also bei vulkanischen Erdbeben und Einbrüchen, nicht bei tektonischen Verwerfungen von der hier angenommenen Grössenordnung. Für diese ist

es aber auch unzulänglich, das eine oder andere von den übrigen Alternativen anzunehmen. Die Annahme von Hohlräumen von der Grössenordnung des Wetter- oder Rheingrabens im Erdinneren dürfte überhaupt ausgeschlossen sein; und ebensowenig ist es denkbar, dass eine eventuell vorhandene unterirdische Magmamasse, wenn sie nicht Auslauf nach Aussen findet, sich so schnell abwärts oder nach den Seiten verdrängen lasse, dass sie Raum für eine »sprungweise« geschehende grosse Dislokation der sinkenden Scholle bereitet. Wenn die Grabensenke nicht über einen Hohlraum oder einen lokalen Magmaherd, sondern in einem so zu sagen normal zusammengesetzten Teil der Erdrinde entsteht, so ist es noch schwieriger, plötzliche Verwerfungen in grossem Maasstab sich vorzustellen. Die Entstehung und Entwicklung der Grabensenke muss Hand in Hand mit einer allmählichen trägen Verschiebung der unterliegenden, mehr plastischen Massen gehen und dürfte nur in den obersten Krustenteilen sich in Diaklasen und diskontinuierliche Bewegungen auslösen, deren Betrag für jede Spaltenbildung und Verschiebung von der Elastizität der betroffenen Krustenteile abhängt. Dass es sich bei den in dem oben gegebenen Verzeichnis angeführten Dislokationen um Berstungen und Dislokationen dieser Art handelt, wird schon daraus wahrscheinlich, dass Verschiebungen nicht nur gerade abwärts oder aufwärts, also *in* oder *entgegen* der Fallrichtung der Verschiebungsfläche, sondern auch oft seitlich stattfinden, und dass die seitlichen Verschiebungen von derselben Grössenordnung wie die zentripetalen und zentrifugalen sind. Daraus geht hervor, dass wenigstens in vielen Fällen die Schwerkraft nicht der unmittelbar wirkende oder der dominierende Faktor bei den Spaltenverwerfungen ist.

Vergleicht man die Länge der rezenten Spaltenbildungen mit den Verwerfungslinien älterer Zeiten, so findet man viel grössere Übereinstimmung als betreffs ihrer Sprunghöhen. So sind z. B. die in der Topographie und Tektonik Schwedens so scharf markierten paläozoischen, mesozoischen und auch präkambrischen Verwerfungen *bezüglich ihrer Längen* nicht grösser als die grösseren unter den oben angeführten rezenten Erdbebenspalten, während ihre Sprunghöhen vielfach, sogar hundertfach grösser sind. Vielleicht gibt dieses Verhältnis auch ein Zeugnis dafür ab, dass die im Vergleich mit der jetztzeitlichen Verschiebungen grossen Sprunghöhen alter Verwerfungen durch Summierung vieler kleinen Verschiebungen entstanden sind. Die mehrfach, besonders im westlichen Nordamerika, in Chile und Neu Zeeland, gemachten Beobachtungen, dass die jetztzeitlichen Erdbebenlinien und Verwerfungen oft an älteren Dislokationslinien gebunden sind und dass repetierte Dislokationen in quartärer Zeit nach denselben Linien stattgefunden haben, sprechen ebenfalls für die Deutung der grösseren Sprunghöhen der genannten schwedischen Dislokationen als etappenweise entstanden.

Diese Anschauungsweise muss aber, um als allgemeingültig anerkannt zu werden, durch geologische Beobachtungen an den Verwerfungsbreccien verifiziert werden können. Wenn Berstungen und Verschiebungen mehr-

mals nach *einer* Verwerfungsfläche vorgekommen sind, muss sich dies in der Struktur der Reibungsbreccien oder dem angrenzenden Nebengestein abspiegeln. Bei einer kursorischen Durchmusterung der Literatur habe ich freilich hin und wieder Bemerkungen in dieser Richtung gefunden, sie sind aber bei weitem nicht so zahlreich, dass sie für die oben hervorgelegte Betrachtungsweise hinreichende Stütze liefern. In erzführenden Gangdistrikten, beispielsweise bei Freiberg, wo mehrere Erzformationen in gesetzbundener Folge auftreten, unter denen die älteren als Breccienfragmente und die jüngeren als Verkittungsmittel auftreten, ist es offenbar, dass die Gangspalten für repetierte Aufberstungen und Verschiebungen ausgesetzt gewesen sind. Weil man selten Gelegenheit und Interesse gehabt hat, die erzleeren Spaltenausfüllungen mit derselben Genauigkeit wie die Erzgänge zu studieren, ist es erklärlich, dass die Beobachtungen über regenerierten Verwerfungsbreccien hauptsächlich auf den Erzgängen beschränkt sind. Unter den wenigen Beispielen anderer regenerierter Spaltenbreccien, die ich in der Literatur gefunden habe, sind die von BRÖGGER aus dem Kristianiafelde ausführlich beschriebenen die bemerkenswertesten. BRÖGGER wird durch seine Untersuchungen zu dem Schluss geleitet, »dass längs einer und derselben Verwerfungsebene zu verschiedenen Zeiten nach und nach mehrere Verwerfungen stattgefunden haben».¹ Da die Verwerfungen des Kristianiagebietes aber in Kausalverband mit dem durch lange Zeit fortdauernden Aufdringen enormer Eruptivmassen stehen, können sie betreffs der Mechanik der Dislokationen nicht als völlig vergleichbar mit Verwerfungen in solchen Gebieten angesehen werden, in welchen keine oder nur geringfügige Eruptivprozesse mitgespielt haben. Sie sind jedoch aus den hier vorgeführten Gesichtspunkten lehrreich, weil sie illustrieren, wie eine eindringende Untersuchung der Verwerfungen und ihrer Breccien wichtige Schlüsse über ihre Bildungsgeschichte ermöglichen. Einen interessanten Fall wird auch von DE GEER aus Schonen (Sektion »Widtsköfle« S. G. U. Ser. Aa, 105, 1889) beschrieben, wo eine kompliziert gebaute regenerierte Breccie an Verwerfungsspalten auftritt.

Ich habe, um die oben vorgeführten Betrachtungen über die Verwerfungen als sukzessive stattgefunden näher zu prüfen, einige Aufmerksamkeit den Reibungsbreccien der mittelschwedischen Verwerfungen gewidmet. Diese Verwerfungen sind im allgemeinen (mit Ausnahme für die grossen Verwerfungen des Wetterbeckens) von nur geringer Sprunghöhe, meistens nur einige Zehnten Metern, sie sind aber grösser als dass sie, nach der hier vorgeführten Betrachtungsweise, in *einem* Ruck entstanden sein können. Es wäre deshalb zu erwarten, dass ihre Breccien nicht einfach und in *einer* Epoche gebildet seien, sondern dass sie mehrfach aufgerissen und zusammengekittet oder regeneriert sein sollten. Dies hat sich auch bestätigt. Bei näherer Durchmusterung der mittelschwedischen Breccien habe ich vielmal gefunden, dass ihr Bau zwei oder mehrere

¹ Über die Bildungsgeschichte des Kristianiafjords, *Nyt Magazin for Naturvidenskaberne*, XXX, 2, S. 59 (Kristiania 1886).

Zerquetschungen und Verkittungen bekundigt. Die Erscheinung ist so häufig, dass sie manchmal an zufällig und ohne Rücksicht auf diese Frage in den Sammlungen aufbewahrten Handstücken zum Vorschein kommt. Wenn man Gelegenheit hat, eine Verwerfungsbreccie in situ zu studieren, sieht man oft, was übrigens schon BRÖGGER bei seinen Untersuchungen im Kristianiagebiete (l. c.) beobachtet hat, dass eine spätere Verwerfung die Breccie einer früheren nicht in ihrer ganzen Ausdehnung wieder zerquetscht, sondern grössere oder kleinere Teile intakt lässt, indem die neue Breccienbildung nur innerhalb einer schmalen Zone oder an der Grenze der alten Breccie stattfindet. Man darf deshalb nicht erwarten, in einem Handstück alle Brecciengenerationen einer Dislokationslinie repräsentiert zu finden. Auch wenn die einzelnen Handstücke einer Verwerfungsbreccie nur *eine* Quetschungsepoche unterscheiden lassen, kann eine nähere Untersuchung der Breccie in situ und in ihrer ganzen Ausdehnung mehrere solche Epochen darlegen. Auch kommt es nicht selten vor, dass eine Breccie, welche beim ersten Ansehen für einfach gehalten werden kann, bei einer näheren Untersuchung der Bruchstücke und der Verkittungsmasse sich in zwei oder mehrere Generationen auflösen lässt. Eine häufige Erscheinung ist ferner das Auftreten gebogener und deformierter Kristalle oder Strukturelemente in dem Bindemittel der Breccien, wobei die Deformation oft die Elastizitätsgrenze überschreitet und in eine Zerquetschung resultiert. Dieser Strukturzug ist natürlich nicht durch momentane Erdbeben hervorgerufen, sondern muss wohl als eine Folge langsam wirkender Spannungen und Torsionen angesehen werden, die sich in Rupturen auslösen und dabei Verwerfungen und Erdbeben veranlassen.

Als Verkittungsmittel werden in den Verwerfungsbreccien des mittelschwedischen Grundgebirgsterrains folgende Mineralien gefunden: *Kalkspat, Quarz, Laumontit, Epidot, Prehmit, Chlorit, Schwerspat, Feldspat, Flusspat, Bergpech, Hämatit, Schwefelkies* und andere Schwefelmetalle. Die Erzminerale sind aber so sporadisch und selten vorhanden, dass nur ausnahmsweise eine Grubentrieb auf sie begründet worden ist. Manchmal wird das Bindemittel ausschliesslich oder ganz überwiegend aus *einem* Minerale, z. B. Quarz oder Kalkspat oder Laumontit, gebildet; gewöhnlich treten aber zwei oder mehrere Mineralien assoziiert auf, und nicht selten findet man verschiedene Störungsepochen durch verschiedene Mineralassoziationen registriert. Eine bemerkenswerte Erscheinung ist das Auftreten ähnlicher oder identischer Mineralassoziationen auch an den häufig vorkommenden kleinen Verklüftungsflächen. Ein gutes Beispiel dafür bietet die Umgegend von Upsala dar, wo Quarz, Epidot, Kalkspath, Prehmit, Laumontit und Chlorit für die kleinen Klüftflächen des Granits wie für die grösseren Verwerfungsbreccien charakteristisch sind. Diese Übereinstimmung dürfte auf einen genetischen Verband, oder wenigstens auf ähnliche Bildungsbedingungen für die kleinen Klüftflächen und die Verwerfungsbreccien deuten.

Aus dem geologischen Auftreten der mittelschwedischen Verwerfungen kann, wie NATHORST und andere hervorgehoben haben und wie ich bei einer anderen Gelegenheit näher entwickelt habe,¹ der Schluss gezogen werden, dass sie verschiedenen Störungsepochen gehören und z. T. präkambrisch oder postjotnisch, z. T. postsilurisch, und zwar teils älter, teils jünger als die Wisingsöformation sind. Da weiter die jetzige Grundgebirgsoberfläche, welche von diesen Verwerfungen zerstückelt worden ist, über weite Strecken sehr nahe der subkambrischen Denudationsfläche liegt und oft fast genau mit derselben zusammenfällt,¹ muss angenommen werden, dass die Verkittungsprozesse der Breccien, unter Bildung solcher Mineralien wie Feldspat, Epidot und Prehnit, zu einer Zeit stattgefunden haben, da diese Denudationsfläche nicht in den Tag trat, sondern unter einer bedeutenden Decke sedimentärer Formationen (bezw. jotnischem Sandstein, Kambrium-Silur, Wisingsöformation) verhüllt lag. Das in gewissen Teilen des Gebietes, besonders im nördlichen Upland, häufige Auftreten des Bergpechs in den Breccien dürfte eben aus einer deckenden biuminösen Sedimentformation (kambrischen Alaunschiefer?) stammen.

Nach dem vorherrschenden Verkittungsminerale können folgende Breccientypen aufgestellt werden.

Laumontitbreccien. In den Kiesgruben des Upsala-Oses findet man häufig Gerölle von etwa Faustgrösse und kleiner, die hauptsächlich aus strahligem oder stengligem, rötlichem Laumontit bestehen, der die Bindemasse für kleine scharfeckigen Stückchen des als Upsalahällefinta längst bekannten Porphyrs, bezw. Porphyrtuffes der Upsalagegend bildet. Die Mürbigkeit dieses Laumontitgesteins macht es offenbar, dass die Gerölle nur kurze Strecken durch die fluvioglazialen Wassermassen transportiert sein können. Das ungleichmässige Auftreten dieser Gerölle in den verschiedenen Kiesgruben und, wie es scheint, auch innerhalb jeder Grube für sich dürfte auch eine Anzeige dafür sein, dass die Klufort ganz in der Nähe liegt. Obgleich Laumontit ein sehr verbreitetes Mineral an den Klufflächen des Upsalagranits ist, habe ich wirkliche Breccien von dem beschriebenen Charakter nur einmal anstehend in der Gegend gefunden. Sie kommen als schmale Trümer und Gänge in einigen Felsen SO von Kungsängen vor. Der Klufort der Gerölle befindet sich wahrscheinlich unter der mächtigen Tondecke, die weit und breit den Felsengrund verhüllt. Diese Vermutung ist um so mehr berechtigt, als mehrere Verwerfungen hier vorkommen (vgl. unten). Obgleich diese Laumontitbreccien einfach aussehen, dürften sie in der Tat, teilweise wenigstens, regeneriert sein. Es ist nämlich schwer sich vorzustellen, wie bei einer einzigen Bildungsprozesse die Bruchstücke so zerstreut im Laumontit liegen geblieben sein können (vgl. unten die Kalkspaltbreccien).

¹ A. G. HÖGBOM, Precambrian Geology of Sweden. Bull. Geol. Inst., Vol. X, 1910.

Kalkspatbreccien. Mit diesem Namen bezeichne ich solche Breccien, deren Bindemittel aus Kalkspat besteht. Auch sie sind in den Kiesgruben der Upsalagegend vertreten. Anstehend habe ich den Typus in der Nyängsgrube, Gästrikland, gesehen, wo er als eine Abart der früher von mir (in Bull. Geol. Inst., Vol. VIII, 1907) beschriebenen lamellären Breccien auftritt. Der Kalkspat ist in diesen Breccien entweder körnig oder blätterig entwickelt. Die Bruchstücke liegen oft sehr zerstreut, so dass die Bindemasse den ganz überwiegenden Teil des Gesteins bildet. In einigen Fällen sind die Bruchstücke in Teilstücke zerfallen, die durch ihre Form und Lage ihre Zusammengehörigkeit bezeugen, oder sie sind mit Adern aus Quarz oder Kalkspat durchzogen, woraus erhellt, dass die Breccienbildung nicht auf einmal stattgefunden hat. Auch der Kalkspat des Bindemittels zeigt mitunter Verschiedenheiten der Farbe und Struktur, welche besonders dann deutlich auf verschiedene Bildungsepochen zurückzuführen sind, wenn die Abgrenzung der verschiedenen Abarten scharf und geradlinig oder annähernd geradlinig geht, wie es der Fall mit einem im geologischen Museum aufbewahrten grossen Breccienstück aus der Nyängsgrube ist. Auch wenn der Kalkspat ganz homogen und gleichmässig struiert ist, findet man bei näherer Untersuchung, besonders in Dünnschliffen, dass er starken Pressungen und Quetschungen ausgesetzt gewesen ist. Ein Stück aus dem Upsala-Os mit dünn lammelliertem Kalkspat zeigt intensive Biegungen und Faltungen der fast papierdünnen Lamellen und auch eine vollständige Zerstörung derselben. Ausser durch diese Struktureigentümlichkeiten der Bindemasse und der Bruchstücke kann auf eine iterierte Breccienbildung auch daraus geschlossen werden, dass die Felsit- oder Leptitfragmente ganz isoliert in der Kalkspatmasse herumliegen. Diese Lage lässt sich in der Weise erklären, dass ein Teil des anliegenden Kalkspats einer früheren Brecciengeneration gehört und bei seiner nachherigen Zerbröckelung zusammen mit den Felsit- bzw. Leptitfragmenten eine neue Bruchstückengeneration bildet.

Quarzbreccien. Breccien mit Quarz als einziges Bindemittel werden häufig, sowohl unter den Geschieben wie fest anstehend gefunden. Wegen der grossen Widerstandsfähigkeit dieser Breccien haben sie gute Aussicht, als Geschiebe und als aufragende Felsen oder Felsenwände sich gegen die denudierenden Agentien zu erhalten, weshalb man nicht aus der Fundhäufigkeit Rückschlüsse auf ihre wirkliche Frequenz im Verhältnis zu anderen Breccientypen machen darf. Unter den Geröllen des Upsala-Oses treten Quarzbreccien mit etwa 0,3—0,4 % auf. Wenn die von Quarzadern durchzogenen Geschieben mitgerechnet werden, in welchen es nicht zu einer wirklichen Breccienbildung gekommen worden ist, die aber wahrscheinlich an den Verwerfungslinien gebunden gewesen sind, würde die Prozentzahl beträchtlich höher werden.¹ Die einfachen Quarzbreccien

¹ Bemerkenswert ist, dass dieser Breccientypus reichlicher unter den grossen Geröllen und Geschieben vertreten ist. Im seiner Abhandlung über Helgoland (Geol. Fören. Förhandl. VI, 1883), wo diese Breccie unter den Geschieben gefunden wird, gibt Hj. Sjö-

bieten aus den hier abhandelten Gesichtspunkten wenig Interesse dar. Man findet sie aber oft mit anderen Brecciengenerationen und anderen Breccientypen verbunden. Als ein Beispiel kann eine interessante Breccie genannt werden, welche bei der Grundgrabung für das neue Seminarium am Luthagen in Upsala entblösst wurde. Obgleich man schon aus topografischen Gründen schliessen konnte, dass hier Verwerfungen vorhanden sein dürften, und gerade an diesem Punkt zwei an einander stossende Verwerfungen vermutet hatte, war hier wegen der zusammenhängenden Tonbedeckung keine Gelegenheit gewesen, diese Vermutung zu verifizieren. Bei der Grundgrabung traf man aber einen unter der Tonebene verhüllten Felsen aus der gewöhnlichen roten Upsalahällefintina an, welche grösstenteils von Quarzadern durchgeflochten oder zu einer prächtigen Quarzbreccie zerquetscht war. Neben dem Quarz tritt in dieser Breccie Kalkspat lokal auf. Er erscheint teils gleichzeitig mit dem Quarz und wie dieser stenglig auf den Breccienstücken angewachsen, teils jünger, in den offenen Hohlräumen auf dem Quarz abgesetzt. In einem grösseren quarzbekleideten Hohlraum lag ein frei entwickelter Kalkspat von 8 cm Länge und 2 cm Dicke mit der Flächenkombination $\sim R. \frac{1}{2} R.$ Die Flächen waren rauh durch Ätzung und die Farbe gelblich, wie bei dem mit Quarz mehr gleichzeitig gebildeten Kalkspat. Die Hällefintinbruchstücke dieser Quarz-Kalkspat-Breccie sind früher einer Breccienbildung ausgesetzt gewesen, was sich darin sehr deutlich kund gibt, dass sie in plattenartige Teilstücke zerfallen, die durch chloritische Gleitflächen begrenzt sind. Diese sind von den Adern der Quarzgeneration quer abgeschnitten, wodurch ihre Zugehörigkeit zu einer früheren Dislokationsepoche deutlich hervortritt.

Zu den Quarzbreccien sind auch die silifizierten Mylonite zu rechnen, welche mitunter längs Verwerfungslinien auftreten. Sie haben oft eine durch Eisenoxydimpregnation hervorgerufene blutrote oder rotbraune Farbe. Ausser in uppländischen Geschieben habe ich diesen Breccientypus anstehend am Wettersee, zu Trollhättan und in Göteborg gesehen.

Chloritbreccien. Unter dieser Bezeichnung führe ich solche Breccien zusammen, deren Bruchstücke durch Chlorithäute oder Chloritharische bekleidet sind. Zu denselben schliessen sich die als »Chloritskölar« bezeichneten chloritischen Gleitflächen und Spaltenausfüllungen, bei denen Gesteinsbruchstücke fehlen oder nur sehr unterordnet vorkommen. In der Upsalagegend findet man diese Chloritbreccien teils als eine ältere Brecciengeneration entwickelt, wie in dem soeben angeführten Beispiele, teils als jüngere und jüngste Generation. An den Verwerfungslinien in Gästrikland habe ich in der Nähe von Bönan (östlich von Gäfle) gut entwickelte einfache Chloritbreccien gesehen und an anderen Lokalitäten in Gästrikland, wie z. B. bei Storvik (ein paar km s. vom Bahnhof), Felsen aus Quarzbreccia, ohne ihr gegenseitiges Altersverhältnis entscheiden zu

GREN die Prozentzahl nach einer im Upsala-Ose vorgenommenen Rechnung zu 1,2 an, und etwa dieselbe Häufigkeit habe ich in einem Haufen von kopfgrossen oder grösseren Blöcken in der Kiesgrube zu Galbacken, nördlich von Upsala, beobachtet.

können. Bei besser blossgelegten Felsengrund würde man wahrscheinlich Verwerfungen antreffen, wo beide Generationen zusammen auftreten. Es ist aber auch möglich, dass sie gleichzeitige Bildungen sind und *einer* Verwerfung gehören. Die Verkittungsmasse ist nämlich zu ihrem mineralogischen Charakter, ausser von anderen Faktoren, auch vom Nebengestein abhängig, was man eben in dem Verwerfungsgebiete Gästriklands gut illustriert findet. So besteht SO von Gäfle die Verkittungsmasse der Diabasbreccien aus Laumontit und Kalkspat, während im Sandstein die Fragmente durch Quarz verkittet sind.

Schwerspatbreccien. In einigen Breccienvorkommen tritt Schwerspat, gewöhnlich mit verschiedenen anderen Mineralien gemischt, als Verkittungsmittel auf. So ist der Fall auf Alnö und am Wetterensee. Hierher gehören auch die Pyrolusitgänge zu Bölet (östlich von Wetteren) und Spexeryd (südlich von Wetteren), in welchen der Schwerspat mehr oder weniger durch Manganmineralien ersetzt ist. Nach der Beschreibung NORDSTRÖM's¹ und nach Handstücken zu urteilen, die im hiesigen geologischen Museum aufbewahrt sind, dürften mehrere Brecciengenerationen in den genannten Gängen vertreten sein. Da Schwerspat auch als Verkittungsmittel in der grossen Verwerfungsbreccie am Ostufer des Wetterensees auftritt, liegt die Vermutung nahe, dass die fraglichen Gänge zu Böhlet und Spexeryd zu denselben Schwarm gehören wie die Verwerfungen des Wetterenseebeckens.

Die oben beschriebenen monomineralischen Breccien sind im allgemeinen nur lokale Entwicklungsformen zusammengesetzter Breccien, in welchen zwei oder mehrere Mineralien die Verkittungsmasse bilden. Obschon jene, wie bei ihrer Beschreibung hervorgehoben, oft repetierte Störungsepochen registrieren können, wird es jedoch gewöhnlich leichter, bei diesen die regenerativen Prozesse wahrzunehmen, indem die verschiedenen als Verkittungsmittel auftretenden Mineralien oft verschiedene Epochen repräsentieren. Auch in solchen Fällen, wo keine Zertrümmerung der Breccienmasse zwischen zwei Mineralgenerationen in den zufällig genommenen Handstücken zu sehen ist, dürfte manchmal die durch veränderte Mineralbildungen markierte Veränderung der zirkulierenden Lösungen auf tektonische Störungen zurückzuführen sein. Wegen der mannigfachen Ausbildungsformen der zusammengesetzten Breccien ist es bei dem noch unzureichenden Beobachtungsmaterial nicht angemessen, eine systematische Übersicht derselben zu geben, sondern beschränke ich mich darauf, einige Beispiele von regenerierten Breccien anzuführen, wobei ich eine geographische Anordnung folge.

Aus *Gästrikland* kenne ich anstehende Verwerfungsbreccien von folgenden Lokalitäten. Die *Nyängsgrube*, deren z. T. sehr kompliziert

¹ Geol. Fören. Förhandl. IV, 1878.

gebaute Breccien ich schon bei einer früheren Gelegenheit ausführlich beschrieben habe (Bull. Geol. Inst., Vol. VIII, 1907). Sie sind besonders bemerkenswert wegen ihrer lamellären Struktur und der Beteiligung von Orthoklas in ihrem Aufbau. Durch Quetschungen und Deformationen der Mineralien und Lamellen geben sie Zeugnisse von iterierten Bewegungen in der Verwerfungszone ab. Als Geschieben wurde dieser Breccientypus auch an der Küste von Gästrikland gefunden (l. c.). An der Grenze des jotnischen Sandsteinsgebietes und innerhalb desselben kommen Breccien bei Bönan, südlich von Storvik und südlich von Gäfle vor. Deutliche Beweise für repetierte Verwerfungen habe ich nicht in diesen, nur flüchtig untersuchten Breccien gefunden; aber da die Verkittungsweise an verschiedenen Lokalitäten sehr verschieden ist, dürfte angenommen werden können, dass sie nicht alle zu derselben Epoche gehören.

In *Upland*, wo der Felsengrund jedoch durch Dislokationen stark aufgeschnitten ist, sind anstehende Breccien nur in wenigen Fällen notiert. Die Breccie von *Luthagen* in Upsala, die schon oben erwähnt wurde (S. 399), zeigt zwei deutliche Generationen, eine ältere mit chloritischer Bekleidung der Bruchstücke und eine jüngere mit Quarz und — untergeordnet — Kalkspat als Bindemittel. Die schon längst bekannte Breccie auf *Singö*, zuerst beschrieben von N. O. HOLST¹ zeigt wenigstens drei verschiedene Störungsepochen, nach Handstücken die von G. FRÖDIN gütigst zu meiner Verfügung gestellt wurden. Die aus verschiedenen archaischen Gesteinen bestehenden Bruchstücke zeigen Zerdrückungsphänomene und plattenförmige oder schiefrige Strukturen, die älteren Epochen als die aus Quarz, Kalkspat, Chlorit, Prehnit bestehende Zwickelmasse gehören, und schliesslich ist die Breccie von einer jüngeren Generation aus Kalkspat und Prehnit durchzogen, die parallel laufende dünne Trümer bilden. Der Kalkspat der zweiten Generation ist z. T. lamellär entwickelt und älter als der Prehnit; der Kalkspat der früheren Generation erfüllt kleine Drusenräume, in welche kleine prismatische Prehnitkristalle hineinragen, welche an den Gesteinsbruchstücken angewachsen sind. Ausser diesen drei deutlich unterscheidbaren Generationen und Störungsepochen findet man noch Spuren von anderen. Die Gesteinsbruchstücke selbst erweisen sich nämlich unter dem Mikroskop z. T. als breccienartig und enthalten mitunter Fragmente von Kalkspatlamellen, welche einer früheren Brecciengeneration angehören müssen. Es waren in einem Dünnschliff in dieser Weise nicht weniger als fünf Generationen repräsentiert. Dazu kommt noch, dass Störungen und Zerbröckelungen während der Bildung der vorletzten Füllungsmasse stattgefunden zu haben scheinen. Über das geologische Auftreten dieser Breccie wird auf HOLST (l. c.) hingewiesen.

Am *Wäddö Kanal*, der in einem topographisch wohl markierten Spaltental liegt, kommt schön entwickelte Verwerfungsbreccie anstehend vor, in welcher zwei Generationen unterschieden werden können. Die

¹ Geol. Karte, Section »Svartklubben». S. G. U.

ältere Generation wird durch Gleitflächen mit Chlorithaut gekennzeichnet, die jüngere bildet ein Quarzement. Die Breccie ist somit, nach den mir zugängigen Bruchstücken zu urteilen, von demselben Charakter wie die oben beschriebene Breccie aus Luthagen, Upsala.

In den Spaltenausfüllungen im Erzfelde von *Dannemora* findet man hin und wieder Andeutungen verschiedener Brecciengenerationen. So sind die grossen Erzbruchstücke und Gesteinsplatten, an welchen der eigentümliche, von TENOW beschriebene pyramidale Kalkspat angewachsen ist, selbst in ihrer Ordnung aus Breccienfragmenten zusammengesetzt, die durch chloritische und bergkorkartige Bindemittel, teilweise auch durch Quarz, zusammengekittet sind. An den pyramidalen Kalkspatkristallen, mit ihren Bergpechtropfen an den P-Flächen und Schwefelkieskristallen an den oP-Flächen, kommt, wie von TENOW beschrieben, in derselben Orientierung skalenoëdrischer Kalkspat vor, welcher eine spätere Generation bildet. Ich habe in dem zu meiner Verfügung stehenden Materiale freilich keine mechanische Wirkungen gesehen, welche darauf deuten, dass diese zweite Kalkspatgeneration durch eine Störungsepoche von der ersten getrennt sei. Die kristallographische und mineralogische Verschiedenheit der beiden Generationen, welche auf einen scharfen Unterschied zwischen den zirkulierenden Lösungen hindeutet, scheint jedoch durch die Annahme tektonischer Störungen erklärlich zu sein.

Zu *Dannemora*, ebenso wie an vielen anderen Erzlagerstätten, geben übrigens auch die basischen Eruptivgänge Illustrationen zu repetierten Berstungen nach denselben Linien, indem diese Gesteinsgänge oft mit Gleitflächen durchzogen und von Harnischflächen begrenzt sind,

Wie schon früher (S. 398) bemerkt, finden sich in Upland häufig Verwerfungsbreccien unter den quartären Geschieben und Geröllen. Einige solche verdienen aus dem hier angelegten Gesichtspunkt beschrieben zu werden, da sie gute Beispiele von regenerierten Breccien geben.

Ein faustgrosses Geröll aus *Galgbacken, Upsala*, enthält in einer eisenkieselartigen Bindemasse Fragmente verschiedener Grundgebirgs- gesteine und auch Bruchstücke einer Quarzbreccie, in welcher kleine scharfeckige Fragmente aus Porphy, Gneiss und Laumontit umherliegen. Der Laumontit deutet auf eine noch ältere Brecciengeneration. Da ferner die erstgenannte Bindemasse aus Eisenkiesel von einem Netzwerk aus Quarz- adern durchzogen ist, liegen hier vier schon makroskopisch unterscheidbare Brecciengenerationen vor. Unter dem Mikroskop findet man schliesslich Andeutungen zu noch einer Generation, indem der Eisenkiesel zahlreiche Splitter eines lamellären Kalkspats enthält, welche deutlich aus einer typisch lamellärstuierten Kalkspatbreccie stammen. Da es sich aber nicht entscheiden lässt, ob nicht vielleicht dieser Kalkspat einer der schon genannten Generationen angehören kann, sind nur vier Generationen sicher nachweisbar.

Ein fast kopfgrosses Geröll von derselben Lokalität ist eine hauptsächlich durch grobkristallinen Quarz zusammengekittete Breccie mit

Bruchstücken aus einem groben Sandstein (kambrisch oder algonkisch) und breccienartigen, epidotisierten Hälleflinten. Flusspat kommt fleckenweise als recht grosse Partien vor, die teils idiomorph gegen den Quarz entwickelt, teils zerbröckelt und von einer zweiten Quarzgeneration verkittet sind, die als ein jüngstes Adernetz die Breccie durchsetzt. Bemerkenswert ist schliesslich eine etwa 3 mm dicke, etwas zerdrückte Ader aus einem makroskopisch dichten Gestein, welches sehr an die im Upsalagranit auftretenden schmalen felsitähnlichen Gänge erinnert.

Eine eigentümlich entwickelte Breccie wurde als Geschiebe in der Nähe von *Rosersberg*, zwischen Upsala und Stockholm, gefunden. Es sind in dieser Breccie drei Generationen vorhanden. Die älteste wird durch einen stark, aber sehr ungleichmässig zerdrückten, rötlichen Granit repräsentiert. Dieser ist in seiner Ordnung durch ein Netzwerk aus Quarz von der gewöhnlichen Ausbildung der Quarzbreccien durchzogen. Und schliesslich sind Bruchstücke dieses Brecciengesteins in einer feinkörnigen, dunkelgrauen Matrix eingebettet, die nach ihrem makroskopischen Aussehen zu urteilen für ein basisches Eruptivgestein gehalten werden könnte. Unter dem Mikroskope erweist sich aber diese Matrix als ein deutlich klastogenes Gestein, in welchem z. T. schlierenartig verteilte, grössere und kleinere Splitter von Quarz und einem trüben Minerale (Feldspat?), Epidotkörner und vereinzelte Mikroklinfragmente, nebst zerstreuten Schuppen aus Biotit und Muscovit, durch neu gebildeten Quarz verkittet sind. Die Epidotkörner dürften aus Feldspatfragmenten hervorgegangen sein und das Gestein hat, ohne dass seine klastische Natur ausgewischt worden ist, auch übrigens ein recht stark metamorphes Aussehen.

Das Gestein muss sich als ein schlammiger Brei in die Klüften der Verwerfungszone hineingepresst haben, und es ist vielleicht in bester Übereinstimmung mit seiner petrographischen Beschaffenheit, seine Herkunft in den Zermalmungsprodukten des von der Verwerfung getroffenen Gesteins zu suchen. Möglicherweise ist die im vorigen Stück erwähnte eigentümliche Ader im dem grossen Gerölle von Galgbacken ebenfalls eine mit feinem Schlamm ausgefüllte Spalte, und es dürfte nicht ausgeschlossen sein, dass auch in anderen Fällen als Mylonit bezeichnete Gesteine der Verwerfungsbreccien in derselben Weise aufzufassen sind.¹

Aus *Wästmanland* sind mir regenerierte Breccien aus dem Grubendistrikt Norbergs bekannt. Eine aus Eisenerzbruchstücken mit Umrandung von Epidot und Quarzausfüllung bestehende Breccie ist von chloritischen »Skölar« und Gleitflächen durchzogen oder begrenzt, was auf zwei Störungsepochen hinweist. Eine durch ihren Reichtum an Bergpech ausgezeichnete Quarzbreccie aus der Kallmoragrube zeigt eine Zersplitterung der Bergpechklumpe und ihre Verkittung durch Quarz und ist somit auch eine regenerierte Breccie.

¹ Verwerfungsspalten mit ähnlichen Schlammgesteinen als Ausfüllungsmasse sind schon längst aus der Siljangegend bekannt (vgl. H. HEDSTRÖM, Geologiska notiser från Dalarna, Geol. Fören. Förhandl. Bd XVI; 1894).

Am *Götaälf* ist in den Trollhättanfällen und an dem Westufer oberhalb der Fälle eine Verwerfungsbreccie anstehend, die an verschiedenen Punkten recht verschieden entwickelt ist, überwiegend jedoch den Charakter einer Quarzbreccie hat. Zu Strömsberg, etwas oberhalb der Fälle, sind die Bruchstücke der Quarzbreccie mit Chloritharnischen bekleidet und durchzogen, was auf eine ältere Quetschungsepoche hindeutet; dazu kommt, dass die anscheinend aus einem halleflintartigen rotbraunen Gestein bestehenden Bruchstücke selbst bei mikroskopischer Untersuchung sich als einen typischen Mylonit erweisen, der einer noch älteren Störungsepoche zuzuschreiben ist, welche sich nach derselben Linie geltend gemacht haben muss. Das Nebengestein dieser Verwerfungsbreccie ist grober roter Gneiss in verschiedenen Varietäten und in diesem eingelagerter Amphibolit.

In *Göteborg*, in der Nähe des Sahlgrenschen Krankenhauses hat O. NORDENSKJÖLD mich auf eine ähnliche Breccienbildung aufmerksam gemacht, wo das dort mylonitisierte Gneissgestein durch Quarzadern einer späteren Zerquetschung durchsetzt ist. Da diese Breccie nur in einem Felsenabhang entblösst ist, habe ich über ihren Verlauf keine Beobachtungen machen können.

In der *Wetterngegend* mit ihren topographisch scharf hervortretenden Spaltenverwerfungen sind schon längst mit diesen verbundene Breccien bekannt. Sie sind aber meistens nur kurz erwähnt worden und sind niemals Gegenstand eingehender Studien gewesen. Aus tektonischen Gründen hat man jedoch mehrere Störungsepochen unterscheiden können, welche nach denselben Linien stattgefunden haben müssen, und GAVELIN erwähnt auch regenerierte Breccien aus der Grännagegend.¹ Eine Durchmusterung des mir zugängigen Materials an Breccien aus dieser Gegend bestätigt, dass regenerierte Breccien hier sehr allgemein auftreten. Obgleich ich bei einer Reise längs der Verwerfung des östlichen Wetternufers zwischen Omberg und Gränna diese Frage nicht besonders beachtete, habe ich in sämtlichen von mir genommenen Breccienproben deutlich regenerative Bildungen wahrnehmen können und dasselbe gilt auch von anderen Proben, die ich in den Sammlungen des hiesigen Museums angetroffen habe. Unter diesen sind besonders zwei von P. STOLPE genommene Stücke hervorzuheben, an welchen er eine zweimalige Breccienbildung erkannt hat (1901). Einige repräsentative Stücke werden hier beschrieben.

Ein aus dem *Gerabache*, nördlich von Gränna, stammendes Stück, das als Granit bezeichnet worden ist, hat schon makroskopisch eine deutliche Breccienstruktur. Mikroskopisch zeigt die Bindemasse eine typische Mylonitstruktur, mit erhaltenen Resten der Mineralkörner des primären granitischen Gesteins. Die in dieser mylonitischen Matrix liegenden Bruch-

¹ Vgl. AX. GAVELIN, Geol. Kartbl. »Jönköping», Beskrifn. S. 94, S. G. U. Ser. Aa, Nr. 123, 1907, und »Ett nytt postarkäiskt eruptivområde i norra Småland», S. 33, Note, S. G. U. Ser. C, Nr. 241 (1912).

stücke gehören einer früheren Mylonitisierungsepoche und sind deutlich schiefrig mit sericitischem Glimmer. Möglicherweise stammen sie aus der durch Kataklyse und Sericitbildung charakterisierten Druckzone der Wetternggend, welcher die späteren Verwerfungen mit Vorliebe scheinen gefolgt zu haben.¹ Ein anderes Stück (Gränna, P. STOLPE) zeigt ausser den zwei Generationen des vorigen noch eine dritte aus Adern mit stengligem Quarz bestehende Generation, die während ihrer Bildung einer Zerbröckelung ausgesetzt gewesen zu sein scheint. Es liegen demnach in diesem Stück wenigstens drei, wahrscheinlich vier Brecciengenerationen vor.

Ein Breccienstück aus Westanå, einige km S. von *Gränna*, zeigt eine sehr komplizierte Struktur. Makroskopisch sieht man rotbraune dichte Gesteinsfragmente, welche durch eine reichliche Zwischenmasse aus Schwerspat verkittet sind. Unter dem Mikroskop findet man ausserdem stengligen Quarz im Bindemittel. Der vorherrschende Schwerspat ist teils älter, teils jünger als der Quarz. In den Bruchstücken tritt u. d. M. eine mehr verwickelte Zusammensetzung hervor. Sie sind vollständig silicifiziert, jedoch mit gut erhaltenen primären Strukturen, wodurch sie sich in mehrere Generationen auflösen können, die hier von der jüngsten zu der ältesten fortschreitend beschrieben werden. Zuerst hat man dann ein porphyrisches Gestein von einem diabas- oder trachyartigen Aussehen (bei gewöhnlichem Licht) durch in allen Richtungen umherliegenden feldspatähnlichen leistenförmigen Schnitten ausgezeichnet, welche die Hauptmasse des Gesteins bilden. Vereinzelt grössere Leisten bilden porphyrische Einsprenglinge in dieser Masse. Diese Struktur tritt bei gekreuzten Nicols gar nicht hervor, sondern das Gestein besteht aus einem feinkörnigen Quarzaggregat, das unabhängig von der primären Struktur ist. Nur einige der grösseren primären Leistenschnitten geben sich noch darin kund, dass sie vollständig oder nach ihrer Mittellinie von Schwerspat aufgenommen sind. In diesem Gestein liegen nun Bruchstücke einer älteren Generation gehörig, welche aus einem silicifizierten und stark eisenoxydpigmentierten Lavagestein bestehen. Dieses Gestein zeigt noch eine sehr schöne fluidale Struktur, und die Begrenzung der Bruchstücke deutet, ebensowie das übrige Aussehen derselben auf eine primär glasige Lava. In diesen Lavastücken liegen weiter Einschlüsse verschiedener Art. Unter diesen dürften einige nur ausgefüllte Blasen sein, da sie mit radialgestelltem Quarz gefüllt sind; andere scheinen von demselben Charakter wie die sie umschliessende Lava zu sein, gegen welche sie mit rundlichen Konturen und scharfem Pigmentrand sich abgrenzen; noch andere sind granulitisch körnige Grundgebirgs-gesteine, die rundliche oder wenigstens nicht scharfeckige Formen zeigen. Auch diese Bruchstücke scheinen z. T. silicifiziert zu sein. Spuren einer Schieferigkeit und kleine Fetzen von Amphibol und Epidot(?) sind jedoch in denselben noch zu sehen. Nur durch das Fehlen von Feldspat unterscheiden sie sich in ihrem Aussehen von leptitischen Grundgebirgs-gesteinen. Auch Bruchstücke eines schiefrigen Quarzits kommen vor. Schliesslich

¹ Siehe die Note S. 404.

sieht man noch, dass diese Bruchstücke durch Quarzadern überquert werden, welche nicht in das umschliessende Lavagestein hineinreichen. Man kann aus dieser kurzen Beschreibung schliessen, dass hier nicht weniger als 5 oder 6 Generationen vorliegen, welche schon in einem einzigen Dünnschliffe gesehen werden können. Dabei ist indessen zu bemerken, dass drei Generationen den Charakter von Eruptivbreccien haben und folglich nicht notwendigerweise in Verbindung mit den Verwerfungen zu setzen sind. Andererseits ist es in Betracht der für die Gegend fremden Gesteine dieser Eruptivbreccie sehr wahrscheinlich, dass sie in einiger Kausalverbindung mit den Verwerfungen des Wetterngbietes stehen, ebensowie das Aufdrängen des Katapleitsyenits zu Norra Kärr und des Orthophyrs bei Noën in Verbindung mit den Dislokationen der Wetternggend gesetzt worden sind.¹

Unter Reibungsbreccien aus anderen mittelschwedischen Gebieten sind noch die schon 1881 von NORDENSTRÖM (Geol. Fören. Förhandl. B 5, S. 445) beschriebenen erzführenden Gänge von Wärmskog in *Wärmland* zu nennen, welche von ihm ausdrücklich als regenerierte Breccien aufgefasst worden sind.

Mit Ausnahme der S. 395 erwähnten, von DE GEER beschriebenen Breccie scheinen regenerierte Breccien aus *Schonens* nicht in der Literatur erwähnt zu sein; dass indessen die Verwerfungen Schonens mehrmals nach denselben Linien stattgefunden haben, ist schon von NATHORST und nach ihm von anderen Forschern aus anderen tektonischen Verhältnissen geschlossen worden.

Da es sowohl aus allgemein theoretischen Gründen wie aus der Beschaffenheit der Reibungsbreccien geschlossen werden darf, dass die grossen Spaltenverwerfungen in mehreren Etappen stattgefunden haben und dass jedesmal der Betrag der Verschiebung recht gering gewesen sein dürfte, ist es auch anzunehmen, dass die Verwerfungen nicht nur den Zwischenzeiten zwischen den Perioden der dislozierten Formationen gehören, sondern dass sie auch während der Bildung derselben Formationen vorgekommen sind. In solchen Fällen aber ist es zu erwarten, dass sie sich u. a. durch Faciesbildungen in denselben sich kund geben sollen. Dies scheint auch in der Tat, besonders innerhalb des nordischen Silurs, der Fall zu sein. Wenn man bedenkt, wie ausserordentlich gleichmässig das auf die ebene subkambrische Denudationsfläche abgelagerte Unterkambrium in verschiedenen Teilen der nordischen Gebietes entwickelt ist und wie das jüngste Gotlandium ebenfalls durch Seichtwasserbildungen vertreten ist, so wird die Verschiedenheit in Mächtigkeit und Zusammensetzung bei den zwischenliegenden Abteilungen des Silurs sehr auffallend. Gegen eine Gesamtmächtigkeit von etwa 400 m auf Gotland steht in

¹ Vgl. AX. GAVELIN, Ett nytt postarkäiskt Eruptivområde i norra Småland, S. G. U. Ser. C, Nr. 241 (1912), ebensowie A. E. TÖRNEBOHM, ibid. Ser. C, Nr. 199.

Schon eine Mächtigkeit von etwa 1,500 und in Südnorwegen ebensoviel oder noch mehr. Und die Unterabteilungen des Silurs zeigen ebenfalls sowohl petrographisch als bezüglich Mächtigkeit nicht geringere Unterschiede, so z. B. der Chasmopskalk, der Trinucleusschiefer und der Brachiopodenschiefer in Westergötland zusammen etwa 30 m gegen etwa 400 m für die stratigraphisch entsprechenden Abteilungen (Et. 4—Et. 5 b) im Südnorwegen. Diese schroffen Unterschiede, die im Laufe der Silurzeit hervortreten, trotz der so zu sagen unter ganz übereinstimmenden Bedingungen stattgefundenen Starts von der gleichmässigen subkambrischen Denudationsfläche aus, scheinen ihre natürlichste Erklärung in tektonischen Bewegungen während der Silurzeit finden zu können. Dass in der Tat Bewegungen längs der jetzt noch hervortretenden Verwerfungslinien stattgefunden haben, scheint auch aus lokalen Faciesbildungen in der Nähe gewisser solchen Linien geschlossen werden können. Hierfür gibt die Gegend am Wettersee ein schon von G. HOLM angeführtes Zeugnis ab, indem die Silurlager am Fusse von Omberg lokale Konglomerate enthalten. HOLM schliesst aus diesem Vorkommen, dass Omberg schon während der Absetzung der Silurlager (inkl. den jüngeren kambrischen Lagern) als ein Bergrücken hervortrat.¹ Auf ähnliche Weise dürfte der blockführende Orthocerenkalk in der Nähe der Verwerfungen am Locknese in Jämtland zu deuten sein. Wie Professor WIMAN mir mitteilt, ist ein Facieswechsel auch in den übrigen Gliedern des Silurs an dieser Lokalität zu erkennen, was noch mehr für die Richtigkeit der Vermutung von einem Kausalzusammenhang mit Verwerfungen spricht.

Die hier betreffs des Silurs vorgeführte Betrachtungsweise dürfte auch auf die übrigen Sedimentformationen Schwedens Verwendung finden können. So ist es z. B. kaum nötig, aus den zerstreuten Reliktgebieten von jotnischem Sandstein auf eine gleichmässig über ganz östlichem Fennoskandia oder einem wesentlichen Teil davon verbreitete, mehrere hundert m mächtige Sandsteinsformation zu schliessen, da es vielleicht sich so verhalten kann, dass diese Formation ihre grosse Mächtigkeit (in Dalarne 800 m) eben dort bekommen hat, wo gleichzeitig mit ihrer Bildung tektonische Senkungsfelder entstanden sind. Die Sandsteinsfelder in Dalarne und Gästrikland mit ihren effusiven und intrusiven Diabasmassen sind folglich nicht ohne weiteres als Reste gleichartiger und gleichmächtiger Bildungen ausserhalb ihrer jetzigen Verbreitungsgebiete anzusehen, sondern sie können ihre Mächtigkeit und ihre Eruptivbetten in Verbindung mit denselben Verwerfungslinien bekommen haben, die jetzt diese Gebiete umrahmen.

Betreffs der Quartärzeit ist vermutet worden, dass als eine Folge der bedeutenden Belastungsveränderungen beim Abschmelzen und Anwachsen der grossen Landeise und in Verbindung mit den daraus folgenden Niveauveränderungen viele Berstungen and Verschiebungen längs der alten Disloka-

¹ G. HOLM, Om Vettern und Visingsöformationen, Bih. K. Vet. Akad. Handl., Bd 11, Stockholm 1885.

tionslinien eingetroffen sind. TÖRNEBOHM hat sich schon 1879 (Geol. Fören. Förh. Bd IV) in dieser Richtung ausgesprochen, indem er manche Felsenbecken auf derartige quartäre Bewegungen zurückführen wollte. Ein ähnlicher Gedankengang scheint auch für DE GEER's Ansicht zu Grunde liegen, dass eine Abhängigkeit seiner postglacialen Isobasen von dem Verlauf der Verwerfungslinien in vielen Fällen vorhanden sei. Auch hat neuerdings R. SANDEGREN berichtet, dass ein postglacialer Uferwall am Wenersee eine auffallende Höhenanomalie in der Nähe einer überquerten Verwerfungslinie zeigt.¹ Unmittelbar hervortretende quartäre Verwerfungen sind indessen nicht in unserem Gebiete erwiesen, obgleich die Erdbeben der Jetztzeit häufig an den alten Dislokationslinien geknüpft sind. Es ist aber zu bemerken, dass wenn auch Verwerfungen von kleiner Sprunghöhe während der Eiszeiten und der Intergracialzeiten entstanden sind, sie durch die glaciale Erosion so ausgewischt sein dürften, dass sie sich der Aufmerksamkeit leicht entzogen haben können. Und was den eventuell stattgefundenen postglacialen Verwerfungen betrifft, so dürften sie, wenn sie von geringem Betrag gewesen sind, auch kaum an der Oberfläche unmittelbar verfolgt werden können. Es scheint nämlich, als ob wegen der starken Zerklüftung der Gesteine in den oberflächlichsten Teilen der Erdkruste die Spaltenverwerfungen sich leicht dort in eine Menge kleiner Verschiebungen zerteilen können, die jede für sich so gering sind, dass genauere Beobachtungen als bisher gebräuchlich nötig seien, um sie aufzuweisen können. Dass Bewegungen in verschiedenen Richtungen längs den durch Prehnit, Kalkspat und Epidot verkitteten Kluftflächen in verhältnismässig junger Zeit stattgefunden haben, erweist sich dadurch, dass diese jetzt manchmal offen und mit Gleitharnischen bekleidet oder geschrämmt sind. Es dürfte nicht ausgeschlossen sein, dass diese offene Spalten z. T. quartär sein können.

¹ R. SANDEGREN, En postglacial strandvall vid östra sidan af Wänern, S. G. U., Ser. C, Nr. 270, Årsbok 1915.

