

Geomorphologische Probleme aus Nordwest-Schottland.

Von Albrecht Penck in Wien.

(Hierzu Tafel 6.)

Die unter der Leitung von Sir Archibald Geikie stehende geologische Landesdurchforschung Grossbritanniens hat im Laufe des letzten Jahrzehnts bei Aufnahme des nordwestlichen Schottlands eine Reihe hochwichtiger Ergebnisse gezeitigt, welche in den zunächst beteiligten Fachkreisen grösste Aufmerksamkeit hervorgerufen haben, und welche voraussichtlich noch auf längere Zeit den Gegenstand ernster Diskussionen auch in weiteren Kreisen bilden werden. Es war daher ein überaus glücklicher Gedanke, dass das Organisations-Komitee des VI. Internationalen Geographen-Kongresses in London 1895 eine Exkursion in die nordwestlichen Hochländer in das Ausflug-Programm aufgenommen und in einem von deren Erforschern, Herrn John Horne, einen ausgezeichneten Leiter gewonnen hatte.

Ich hatte das grosse Glück, mich dieser Exkursion anschliessen zu können. Der Umstand, dass sich kein zweiter Teilnehmer eingestellt hatte, ermöglichte dem trefflichen Exkursionsleiter, das Programm der Reise ganz meinen speziellen Wünschen und meiner physischen Leistungsfähigkeit anzupassen. Ich danke daher in erster Linie Herrn Horne, dass ich in einer gegebenen Zeit möglichst viel zu sehen bekommen habe, und darunter auch namentlich die Dinge, auf die ich persönlich Gewicht legte. Dazu kommt, dass die in Nord-Schottland im allgemeinen wenig günstige Witterung während der Exkursion einige

1) Auf dem Polochic.

sehr schöne und nur zwei regnerische Tage brachte. Ich war dadurch in die Lage versetzt, nach dem Studium der Einzelprofile grössere Strecken von geeigneten Standpunkten aus zu überblicken und vermöge der außerordentlichen Nacktheit des Landes deren geologischen Aufbau in grossen Zügen kennen zu lernen.

Wenn es mich drängt, über die Ergebnisse der Exkursion zu berichten, so kann dies selbstverständlich nicht in der Absicht geschehen, neue Beobachtungen über ein Gebiet mitzuteilen, das durch mehr als ein Jahrzehnt der Schauplatz mühevoller Untersuchungen einer Schar auserwählter Geologen gewesen ist. Ich muß mich beschränken, die Eindrücke wiederzugeben, die das Gesehene auf mich gemacht und bleibend hinterlassen hat. Diese Eindrücke sind zweierlei Art. Die einen beziehen sich auf die Auffassung der geologischen Lagerungsverhältnisse, und da kann ich nur die absolute Zuverlässigkeit der schottischen Aufnahmen rüthmen. Die anderen beziehen sich auf die Deutung der geologischen Lagerungsverhältnisse und ihre Wichtigkeit für geomorphologische Probleme. Von ihnen soll im folgenden vornehmlich die Rede sein. Über den Verlauf der Exkursion beschränke ich mich, folgendes zu berichten.

Am 13. August 1895 brachen wir, Herr Horne und ich, mit dem Stellwagen von Lairg, der Station der Hochlandbahn für Sutherland, nach dem nahe an der Westküste gelegenen Assynt auf. Abends besichtigten wir die dort befindliche normale Schichtfolge. Am 14. August besuchten wir bei herrlichstem Wetter die Profile längs des Loch Glencoul, einer Fjordverzweigung der Westküste nördlich von Assynt, wohin wir abends zurückkehrten. Am 15. August fuhren wir am Westrande des Caledonischen Gebirges nach Ullapool, am Loch Broom, einem Fjord der Westküste, gelegen. Unterwegs hatten wir Gelegenheit, das berühmte Knockan-Profil kennen zu lernen; abends besichtigten wir die Profile von Ullapool. Heftiger Regen, welcher die zu durchwatenden Bäche hoch zum Schwemmen brachte, hinderte am 16., die Wanderung am Westrande des Caledonischen Gebirges fortzusetzen und zu Fuß nach Kinlochewe am Loch Maree zu gehen. Wir mußten uns entschließen, mit Wagen und Bahn dahin zu kommen; dabei waren wir genötigt, bis zur Station Garve ostwärts zurückzugehen, also das Caledonische Gebirge zweimal nahezu in seiner gesamten Breite zu queren. Die nächsten Tage waren Ausflügen von Kinlochewe gewidmet. Herrliches Wetter begünstigte am 17. August den Besuch der Profile am Slloch und Beinn a Mhuinich, und am 18. — soweit mit der Sonntagsruhe vereinbar — der bekannten des Logan-Thals. Der 19. August war den Aufschlüssen am Loch Torridon, der 20. jenen am Westende des Loch Maree und von Gairloch gewidmet. Abends fuhren wir noch

nach Strathcarron, dem Standquartier der Herren Peach und Horne. Es war mir sehr wertvoll, nach der offiziellen Exkursion des Kongresses beide Geologen noch am 21. und 22. August gelegentlich ihrer Aufnahmetouren begleiten zu können.

I. Die beiden Diskordanzen.

Nord-Schottland zerfällt morphologisch in drei Stücke¹⁾. Die Ostküste wird auf grossen Strecken von einem Flachlande gebildet, das sich an flach gelagerte Schichten des alten roten Sandsteins (Old Red) knüpft. Die Mitte ist ein Bergland, zusammengesetzt aus stark gefalteten Schichten von gneisähnlichen Gesteinen, von Glimmer und Quarzitschiefern, die hier und da von mächtigen Granitstöcken unterbrochen werden. Das ist das Caledonische Gebirge. Seine Schichtgesteine, an welche sich die grössten Moorvorkommen Schottlands knüpfen, werden nach deren gälischer Bezeichnung von den schottischen Geologen Moine-Schichten genannt. Sie streichen nordöstlich. Die Oberflächengliederung ist davon gänzlich unbeeinflusst. Die Berg Rücken verlaufen meist von Nordwesten nach Südosten und sind durch Querthalzüge von einander getrennt. Diese Anordnung mahnt an eine fiederförmige, deren Hauptkamm zerstört und deren Querkämme allein erhalten sind. Westlich vom Caledonischen Gebirge erstreckt sich im Norden, in der Nachbarschaft von Kap Wrath eine Platte mit einem ähnlichen Reichtum an Seen, wie ihn Schweden und Finnland aufweisen. Hier herrscht ein gebänderter Granit, welcher von zahlreichen südwestlich streichenden Gängen dioritischer Gesteine durchsetzt wird. Unweit des Loch Maree gesellen sich auch Glimmer- und Quarzitschiefer hinzu, welche den Moine-Schichten ähneln, aber nicht wie diese nordöstlich, sondern in einem rechten Winkel dazu streichen. Alle diese Gesteine bilden einen einheitlichen Komplex, welchen die schottischen Geologen kurz hin als den des „alten Gneisses“ bezeichnen. So soll er auch hier benannt werden. Im Verein mit den ihm aufsitzenden Sandsteinbergen spielt er gegenüber dem Caledonischen Gebirge die Rolle einer tektonischen Einheit, die wir als hebridisches Gebiet bezeichnen wollen. Die Sandsteinberge begleiten die Westküste von Loch Cairnbawn mit wenigen Unterbrechungen

1) Vergl. hierzu A. Geikie's ausgezeichnete geologische Übersichtskarte von Schottland in Bartholomew, The Royal Geographical Society's Atlas of Scotland, 1895. pl. VI. Für die topographischen Einzelheiten kann auf die Blätter XXXIX, XLIV, XLV, XLVIII und XLIV des genannten vorzüglichen Atlas verwiesen werden.

bis zur Insel Skye; wegen der Steilheit ihrer Formen und ihrer roten bis braunen Färbung bilden sie unstreitig die landschaftlich schönsten Teile der schottischen Westküste. Ihre Höhe übertrifft mehrmals die des benachbarten Caledonischen Gebirges. Quinag (809 m), Canisp (847 m) und der scharfgratige Suilven (731 m) sind die nördlichsten Sandsteinberge der Gegend von Assynt. Weiter südlich bilden sie die malerischen Erhebungen am Loch Maree und Loch Torridon. Nach letzterem heißt ihr Material Torridon-Sandstein. Sie selbst können darunter als torridonisches Bergland bezeichnet werden.

In seiner Beschaffenheit erinnert der Torridon-Sandstein den Alpenforscher an den Grödener Sandstein der Bozener Gegend und den süddeutschen Geologen an den Buntsandstein, wie er im Schwarzwald sich dem welligen Gneiss aufsetzt; der Schotte meint zunächst den Old Red zu erkennen. Aber es liegt hier weder permischer noch triassischer, noch devonischer Sandstein vor, sondern ein solcher viel höheren Alters. B. N. Peach und John Horne konnten durch Fossilfunde unzweifelhaft machen, dass die Gesteine, welche den Torridon-Sandstein diskordant überlagern, den ältesten fossilführenden Schichten Großbritanniens angehören, und dass der Sandstein schon in die Basis der normalen Sedimentärformationen gehört. (Quart. Journ. Geolog. Soc. London XLVIII, 1892, S. 227.) Ist in stratigraphischer Hinsicht die Feststellung der Thatsache sehr wichtig, dass unter den ältesten kambrischen Schichten noch Gesteine vorkommen, die sich petrographisch in nichts von den roten Sandsteinen jüngerer Formationen unterscheiden, weil dadurch die Wahrscheinlichkeit Raum gewinnt, noch ältere Formen als die kambrische aufzudecken, so knüpft sich das geomorphologische Interesse vornehmlich an die Grenze des Gneisses und des Torridon-Sandsteins.

Verfolgt man die Gneissberge, so sieht man sie unter die Sandsteinberge förmlich untertauchen. Diese sitzen ihnen auf und verhüllen sie samt den trennenden Vertiefungen. Deutlich sieht man dies auf der Nord- und Südseite des Quinag, sowie auch am Südufer des Loch Assynt, wo unter dem Beinn Gharbh (539 m) ein Gneishügel hervortritt, der sich 30 m über die benachbarte Grenze zwischen Torridon-Sandstein und Gneiss erhebt (vergl. Abbild. 1.). In ganz besonderer Klarheit zeigte mir Horne diese Verhältnisse am Loch Maree unweit Kinlochewe, bei Gairloch und Loch Torridon. Der beherrschende Gipfel am Nordufer des Loch Maree, der 980 m hohe Slioch (Abbildung 2), besteht aus flach lagerndem Torridon-Sandstein, welcher unweit der Mündung des Phasaig-Baches sich bis zum Spiegel des nur 10 m hoch gelegenen Sees herabsenkt, also eine Mächtigkeit von mehr als 970 m besitzt. Nordwestlich von jener Mündung aber erhebt sich der

Gneifs bis etwa 381 m und tritt als Gehängekuppe des Meall Riabhach aus dem Abfall des Slioch hervor. Nördlich von der Fhasaig-Mündung ferner strebt ein in die Gruppe der Gneifsgesteine gehöriger Hornblendeschiefer bis 932 m an und bildet den Nebengipfel des Slioch, den Sgurr an Tuill Bhain. Unter der Decke des Torridon-Sandsteins hat man also zwei isolierte Kuppen des Grundgebirges, von einander getrennt durch einen thalähnlichen Einschnitt, welcher erfüllt ist mit Torridon-Sandstein. Dieser aber erscheint nicht durchaus in seiner gewöhnlichen Ausbildung. Zwischen die roten Sandsteinbänke schalten sich Breccienlagen ein, welche aus eckigen Fragmenten des Hornblendeschiefers vom Sgurr an Tuill Bhain bestehen und nach diesem hin an Mächtigkeit rasch zunehmen. Sie mahnen an das Material alpiner Schutthalden und besitzen auch eine entsprechende Lage; sie knüpfen sich an die Nachbarschaft des Hornblendeschiefers und drängen sich von diesem aus nur 50 - 60 m weit in den roten Sandstein. Man kann sie daher wirklich als verfestigtes Material alter Schutthalden bezeichnen und die vom Torridon-Sandstein ausgefüllte Lücke zwischen Meall Riabhach und Sgurr an Tuill Bhain mit einem verschütteten Thal vergleichen, dessen Wandungen unter 40° aufsteigen würden. Der Ben Shieldaig am Upper Loch Torridon ist gleich dem Slioch ein Berg von flach gelagertem Torridon-Sandstein, welcher auf einer Gneifauftragung aufsitzt. Letztere tritt aus der halben Höhe seines Abfalles als ein rückenförmiger Vorsprung hervor, der sich bis in den Loch Torridon hinein erstreckt. Ein zweiter Vorsprung von Gneifs bildet die Halbinsel von Shieldaig zwischen dem oberen Loch Torridon und dem Loch Shieldaig. Zwischen beiden Gneifsstücken reicht in dem Winkel „Ob Mheallaich“ des oberen Loch Torridon der Torridon-Sandstein bis zum Meer herab, sichtlich wieder die Ausfüllung einer thalähnlichen Vertiefung zwischen zwei alten Gneifsbergen bildend. (Vergl. die von Sir Archibald Geikie gegebene Abbildung. The Nature XXII, 1880, S. 402.). Auch die kleine Halbinsel zwischen den Winkeln Ob Gorm Mor und Ob Gorm Beág ist ein kleiner Gneifsberg, welcher in den umliegenden Torridon-Sandstein aufragt. Letzterer lehnt sich auf der Westseite in seiner gewöhnlichen Ausbildung auf den Gneifs, im Osten erscheint an seiner Basis eine grobe Breccie von durchweg eckigen Fragmenten, worunter einige bis 2,1 m Durchmesser haben. Ihr Material stimmt mit dem des benachbarten Grundgebirges überein. Eine ganz ähnliche grobe Breccie findet sich am Südwestufer des Loch Maree, westlich vom Loch Maree-Hotel. Auf eine Strecke von 50—60 m wird das hier anstehende Gneifsgrundgebirge von einer Riesenbreccie unterbrochen, welche in einer Mächtigkeit von 12 m eine thalförmige Vertiefung ausfüllt. Fragmente von 1,2 bis 1,5 m Durchmesser sind hier

nicht selten; ein grosser eckiger Block mafs 4 m : 3 m : 1 m, also etwa 12 cbm. Daneben finden sich hier aber selten gut gerundete Gerölle. Sehr deutlich sind endlich die Aufschlüsse unmittelbar am Gairloch-Hotel. Längs des Strandes findet sich hier Torridon-Sandstein. Landeinwärts hebt sich das Grundgebirge hervor und bildet den über 200 m hohen Hügel hinter dem Hotel. Sein Abfall ist bis 60 m über dem Meer mit einer groben Breccie überdeckt, welche aus zum Teil riesigen, mehrere Fuss langen, eckigen Fragmenten der Gneifsserie besteht. Darüber folgt der gewöhnliche Torridon-Sandstein, welcher viel sanfter (15°) nach Westen fällt als das Gehänge (20°), und dieses senkt sich sanfter als die Gneisoberfläche (30°). Er bildet daher den Fuss des Hügels, das Kliff unter dem Hotel und den Vorsprung bei der Freechurch. Hier heben sich unter ihm noch kleine Gneisbuckel hervor, bedeckt von einer mittelkörnigen Breccie, die auch gerundetes Material enthält. Der 200 m hohe Hügel hinter dem Gairloch-Hotel ist sohin durch Abtragung des ihn bedeckenden Torridon - Sandsteins wieder zum Vorschein gekommen. Es liegt nahe, die gleiche Annahme für die übrigen Gneissberge zu machen und die Unebenheiten der Gneissplatte als vortorridonische aufzufassen. Aber es darf nicht vergessen werden, dass nach Ablagerung des Torridon-Sandsteins sehr bedeutende Störungen des Schichtenbaues stattgefunden haben, welche das ursprüngliche Bergland stark verändert haben, weswegen jene Vermutung nicht auf jeden einzelnen Fall anwendbar ist, und dass auch die Unebenheit der Gneisoberfläche kein allgemeines Maß für die Erhebungsverhältnisse des vortorridonischen Gebirges gewährt. Ein solches kann nur dort gewonnen werden, wo die nachträglichen Lagerungsstörungen fehlen. Das ist am Slioch der Fall, und hier erhellt unzweifelhaft, dass Höhenunterschiede des Grundgebirges mindestens im gleichen Ausmaß vorhanden sind, wie gegenwärtig im Lande. Es findet sich also im Nordwesten Schottlands ein uraltes, teilweise noch vergrabenes, teilweise wieder durch Abtragung seiner Hülle an das Tageslicht gebrachtes Bergland vor, das stellenweise in Bezug auf das Ausmaß seiner Unebenheiten den unebensten Teilen Grossbritanniens nicht nachsteht, und dessen Böschungen, wie z. B. am Slioch, die Steilheit von Hochgebirgsformen zeigen. Ob die zwischen den einzelnen Bergen gelegenen Vertiefungen des Grundgebirges einem Thalsystem angehören, oder ob sie Wannen darstellen, lässt sich aus Mangel an Aufschlüssen nicht durch Beobachtungen entscheiden. Unverkennbar tragen sie aber in Querschnitten, wie z. B. am Slioch, thalähnlichen Charakter, und wenn man in der Gegenwart nach Seitenstücken der Oberfläche des Grundgebirges unter dem Torridon-Sandstein sucht, so wird man diese nur in thaldurch-

furchten, also reich benetzten Bergländern finden können; denn nirgends sonst trifft man so hohe und schlanke Bergpfeiler, wie sie das Grundgebirge z. B. unter dem Slioch zeigt. Weiter nördlich allerdings ist die Unebenheit des Grundgebirges geringer; man begegnet in der Gegend von Assynt vortorridonischen Höhenunterschieden von nur 300 bis 500 m. Zugleich sind die Formen weniger steil und mehr gerundet (vergl. Abbild. 1 und 3.). In der Nähe von Kap Wrath endlich ist nach den Untersuchungen der Survey die Oberfläche des Gneisses ziemlich eben. Man kann demnach im äußersten Norden Flachland, in der Breite von Skye ein Bergland unter dem Torridon-Sandstein unterscheiden. In welcher Beziehung beide mit einander stehen, ob das Flachland an den Fuß des Berglandes gehört, oder dieses den Rand eines hochgelegenen Flachlandes bildet, ist nicht mit Sicherheit zu erschließen. Der Umstand, daß die tiefsten Partien des Torridon-Sandsteins im Süden vorkommen, macht wahrscheinlich, daß in dieser Richtung das Tiefland lag; hiernach hätte man in dem vortorridonischen Berglande lediglich einen zerfransten Hochlandabfall zu erkennen.

Bei Untersuchung der Ursachen, durch welche das alte vortorridonische Bergland Schottlands eingeebnet wurde, ist man lediglich auf die petrographische Zusammensetzung des Torridon-Sandsteins angewiesen, da derselbe bisher keinerlei Fossilien geliefert hat. Sein petrographischer Habitus erinnert, wie schon erwähnt, an den verschiedener roter Sandstein-Formationen Europas, die in verschiedenen geologischen Systemen auftreten. Die englischen einschlägigen Ablagerungen sind von A. C. Ramsay (Quart. Journ. Geolog. Soc. XXVII, 1871, S. 189 u. 241) als lakustre Gebilde gedeutet worden, und es stehen die schottischen Feldgeologen augenscheinlich auf dem Boden von Ramsay's Anschauungen, wenn sie den Torridon-Sandstein als lakustre Formation ansehen (Quart. Journ. Geolog. Soc. XLIV, 1888, S. 402).

Nun sind in der That die vergleichsweise erwähnten roten Sandsteine ihrer Hauptmasse nach nicht marine Ablagerungen. Sie enthalten gewöhnlich gar keine marine Versteinerungen, und wo solche gefunden werden, beschränken sie sich auf ganz bestimmte Schichten. Dagegen zeichnen sie sich durchweg durch das Auftreten von Pflanzenresten aus, der alte rote Sandstein Grossbritanniens zudem durch zahlreiche Abdrücke von Süßwasserfischen, die jüngeren durch die Fährten von landbewohnenden Wirbeltieren. Aus alledem möchte ich aber noch nicht schließen, daß jene Sandsteine lakustren Ursprungs seien. Am Boden großer Binnengewässer kommen heute allenthalben sehr feinkörnige Sedimente, namentlich Schlamm und Thon, zur Ablagerung. Der Sand beschränkt sich auf die Uferzone. Wir haben in der Gegenwart kein Analogon zu einer einigermaßen ausgedehnten

lakustren Sandstein-Formation. Dazu kommt, dass die Schichtflächen fast aller roten Sandstein-Formationen Trockenleisten besitzen, welche als Ausfüllung von Sonnenrissen (*suncracks*) zu deuten sind. Dies lässt erkennen, dass die Schichtfläche zur Zeit ihrer Entstehung an der Landoberfläche lag. In gleicher Richtung deuten die zahlreichen Tierfährten auf permischen und triasischen Sandsteinen, ferner die in ihnen enthaltenen Reste zahlreicher landbewohnender Amphibien und Reptilien.

In der That ist denn auch von Blanford und Medlicott für die vorderindische rote Sandstein-Formation der Nachweis geführt worden, dass sie fluviatilen Ursprungs ist (A Manual of the Geology of India, I. S. 98), und Bonney hat Gleiches für den englischen jüngeren roten Sandstein ausgesprochen (Rep. Brit. Assoc. Birmingham 1886, S. 601). Dieselbe Anschauung habe ich für andere Sandstein-Formationen vertreten (Verh. d. IX. Deutsch. Geographentages, 1891, S. 36; Morphologie der Erdoberfläche 1894, S. 36) und habe sie insgesamt als Kontinental-Formationen bezeichnet. Denn in ihrer Entstehung auf dem Festlande liegt das wesentliche Moment. Erscheinen sie zwar der Hauptsache nach als Flussanschwemmungen, so beteiligen sich doch an ihrer Zusammensetzung vielfach auch lakustre Ablagerungen sowie allerhand äolische Gebilde, sodass für sie insgesamt die Benennung fluviatil nicht recht am Platz ist.

Die Ablagerungen in den grossen Stromebenen der Erde sind recente Seitenstücke zu den alten Kontinental-Formationen; daher ist begreiflich, dass ihre Bildungsweise zuerst in Indien richtig aufgefasst wurde, wo die Indus-Ganges-Ebene einen der grossartigsten Beispiele kontinentaler Ablagerungen liefert. R. D. Oldham hat denselben in der von ihm bearbeiteten neuen Auflage von Blanford und Medlicott „Manual of the Geology of India“ eine lichtvolle Darstellung gewidmet, aus welcher hier die wesentlichsten Punkte herausgegriffen werden. Mehrere Bohrlöcher haben die Zusammensetzung der Ganges-Ebene bis in namhafte Tiefen aufgeschlossen. Sie besteht aus Sand- und Lehmmassen mit Kalkkonkretionen (Kankar), die selbst in unmittelbarer Nähe des Meeres bei Kalkutta rein kontinental sind und eine sehr beträchtliche, mehrere hundert Fuss betragende Mächtigkeit besitzen. Im Indus-Gebiet tritt oberflächlich der Sand mehr hervor, er ist in der Nachbarschaft der Flüsse häufig zu Dünern zusammengeweht und bildet hier das Bhür-Land; östlich der Ebene liegen die grossen Flugsandefilde der Wüste Thar, deren Material dem Indus-Sande ähnlich ist. Aller Wahrscheinlichkeit nach wird man auch in der Tiefe vornehmlich Sand antreffen, nach der Mächtigkeit des Ganges-Alluviums zu urteilen, also eine ausgedehnte, mächtige moderne Sandstein-Forma-

tion. Der Hauptsache nach ist sie vom Flufs angeschwemmt; aber die zahlreichen Flugsandbildungen der Oberfläche mahnen daran, den Anteil äolischer Gebilde an ihrer Zusammensetzung nicht zu unterschätzen. Machen sie doch im Bohrloch von Agra fast ein Drittel (150') des gesamten dort gänzlich durchbohrten Ganges-Alluviums aus. Daneben trifft man in der Indus-Ebene Sumpfbildungen zwischen Jacobabad bis zum Manchhar-See, im letzteren lakustre Ablagerungen aus süßsem Wasser, sowie in den Salzseen zwischen den Dünen von Umarkot solche aus salzigem. Alle diese fluviatilen, äolischen und lakustren Ablagerungen bilden insgesamt einen einzigen geologischen Komplex, die Kontinental-Formation der Indus-Ebene.

Die Indus-Ganges-Ebene ist das Beispiel einer mächtigen Kontinental-Formation auf der ozeanischen Abdachung des Landes. Weit zahlreichere finden sich in den Binnengebieten. Die Hochflächen Südafrikas sind in dieser Hinsicht sehr beachtenswert. Im Ngami-Becken lagern die periodischen, von Westen kommenden Flüsse ihre Sand- und Schlammmassen ab, die in der trockenen Jahreszeit ein Spiel der Winde werden. Zugleich trocknen dann salzhaltige Tümpel aus; es entstehen fern vom Meer Steinsalzlager, die man nicht im entferntesten mit irgend einem ausgetrockneten Meeresarm in Verbindung bringen kann, und welche überzeugend darthun, dass auch Steinsalzlager Glieder echter Kontinental-Formationen sein können. Der Ngami-See schwillt bei Hochwasser beträchtlich an, in der Trockenzeit geht er auf enge Grenzen zurück. Dr. Holub hat mir anschaulich geschildert, wie dann über den trocken gelegten roten Schlamm und Sand Herden von Tieren hinwegziehen, tiefe Eindrücke als Fußsspuren hinterlassend, welche während der ganzen Trockenzeit unverletzt bleiben; zugleich reist der Erdboden in zahlreichen Sprüngen auf. Beim nächsten Hochstand des Sees gerät diese mittlerweile fest gewordene Bodenfläche wieder unter Wasser, und über sie breiten sich neue Sedimente, welche ihre Unterlage mit allen ihren Tierfährten und Trockenleisten getreulich abgießen. So entstehen noch gegenwärtig nicht am Ufer des Meeres, wo die Brandung die Spuren leicht verwäscht, sondern im Binnenland Schichten mit Tierfährten und Sonnenrissen, wie solche aus den meisten Kontinental-Formationen bekannt sind.

Ich führe alle diese Einzelheiten von den recenten Kontinental-Formationen an, um die Mannigfaltigkeit der Vorgänge zu erläutern, welche bei ihrer Entstehung maßgebend sind, ferner um zu zeigen, dass die Entstehungsbedingungen aller Eigentümlichkeiten der roten Sandstein-Formationen Europas, der permischen Sandsteine Süd-Tirols, der salzreichen triasischen Süd-Deutschlands und Englands und des alten roten Sandsteins Schottlands gegenwärtig auf dem festen Lande

gegeben sind. Mit jenen typischen Sandstein-Formationen stimmt der Torridon-Sandstein im äusseren Aussehen und in Bezug auf seine stattliche Mächtigkeit überein. Aber die entscheidenden paläontologischen Merkmale, der Mangel mariner Versteinerungen, das Auftreten terrestrer oder fluviatiler Formen, sowie von Resten von Landpflanzen und die Fährten von gröfseren Landbewohnern fehlen. Der Sandstein erwies sich bisher mit Ausnahme unbestimbarer Reste als ganz fossilleer. Von vielen seiner petrographischen Züge lässt sich auch nur sagen, dass sie sowohl in marinen wie auch in kontinentalen Formationen vorkommen. Seine ziemlich massigen Bänke zeigen häufig falsche Schichtung — solche zeichnet sowohl marine, wie fluviatile, lakustre und äolische Bildungen aus —, auf den Schichtflächen sieht man nicht selten Ripple-Marks, welche keineswegs blofs eine Eigentümlichkeit mariner Ablagerungen sind und auch in Flusabetten, seichten Seen und namentlich auf Dünen entstehen, aber kein Argument in der einen oder anderen Richtung liefern. Unter solchen Umständen könnte man wohl über die Bildungsweise des Torridon-Sandsteins im Unklaren bleiben, wenn nicht die Art seiner Begrenzung gegen den Gneiss mit einer marinen Entstehung unvereinbar wäre.

Die untere Grenze des Torridon-Sandsteins ist eine Landoberfläche. Dies haben die Erforscher von Nordwest-Schottland mit voller Klarheit ausgesprochen (Quart. Journ. Geolog. Soc. XLIV, 1888, S. 400). Ist nun der Torridon-Sandstein marin, so musste das alte Land vor seiner Ablagerung unter das Meer tauchen, und es musste die Wirkung der Brandung über seine Oberfläche hinweggehen. Davon bemerkt man keine Spuren. Die Riesenbreccie ist kein Strandkonglomerat; denn ihre grossen Fragmente sind durchweg eckig, während die des Brandungsgürtels selbst bei stattlicher Grösse mehr oder weniger gerundet sind. Ferner mussten sich beim Untertauchen die Thäler des sinkenden Landes in Buchten verwandeln, in denen die Flüsse Deltas aufschütteten, so wie man solche am oberen Ende jedes Fjordes findet. Aber auch sie fehlen; damit fällt aber nicht blofs die letzte Möglichkeit, den Torridon-Sandstein als marine Bildung zu deuten, sondern auch ihn als lakustre aufzufassen; denn beim Untertauchen unter einen Binnensee mussten sich auf der alten Landoberfläche Deltas mit charakteristischer schräger Schichtung entwickeln, wie sie die Ufer aller Binnenseen begleiten und ermöglichen, die früheren Uferlinien haarscharf festzustellen.

Die Riesenbreccie an der Basis des Torridon-Sandsteins ist jedenfalls die Ablagerung, deren befriedigende Deutung Licht auf die Entstehung der gesamten Formation wirft. Wer sie mit ihren riesigen Blöcken gesehen hat, denkt unwillkürlich zunächst an die jüngeren

Blockbildung Schottlands, nämlich an die eiszeitlichen Moränen, zumal wenn man beachtet, daß an manchen Stellen, z. B. am Loch Torridon und am Gairloch-Hotel, der Gneiss in rundlichen Kuppen in sie aufragt, die an Rundbuckel mahnen. Der Schluss, daß die Riesenbreccie eine uralte Moräne sei, liegt unter solchen Verhältnissen sehr nahe. Fast unwillkürlich folgt der Glacialist dem Beispiel von Sir Archibald Geikie und sucht in der Breccie nach gekritzten Geschieben (vgl. *The Nature* XXII, 1880, S. 403). Ich that dies an allen von mir besuchten Vorkommnissen der Riesenbreccie, an der Südseite des Loch Torridon, am Loch Maree und am Gairloch-Hotel; aber nirgends gelang es mir, ein Fragment zu entdecken, das auch nur leise Spuren von Eiswirkungen gezeigt hätte, obwohl hier auch rundliche Geschiebe vorkommen. Auch vermochte ich nirgends auf der Oberfläche des Gneisses irgend welche Schrammung oder nur Glättung wahrzunehmen, vielmehr fand ich sie bei Gairloch ebenso rauh wie an den Wandungen des verschütteten Thals am Slioch, wo die Oberfläche des dortigen Hornblendeschiefers mehrfach in eckigen Absätzen in den Torridon-Sandstein hineinspringt. Für Annahme einer glacialen Entstehung der Riesenbreccie liegt kein zwingender Anlass vor; Sir Archibald Geikie hat sie auch nicht mehr vertreten.

Der Charakter der Torridon-Breccie mahnt an den eckigen Gebirgschutt, der sich am Fuße steiler Gehänge bildet. Damit steht vor allem die Thatsache im Einklang, daß die grossen Fragmente aus der unmittelbaren Nachbarschaft herrühren. Am Abfall des Slioch ist zudem die Anordnung der Breccien genau die von Gehängeschutt-Einlagerungen. Aus dem häufigen Vorkommen der Riesenbreccie an der Basis des Sandsteins muß man daher schließen, daß das vortorridonische Bergland vor Ablagerung des Torridon - Sandsteins sich unter seine eigenen Trümmer zu begraben begann. Ein solcher Vorgang läßt sich in der Gegenwart nicht selten beobachten. Namentlich sind es die Gebirge der trockenen Centralregionen der Festländer, welche unter ihrem eigenen Schutt förmlich ersticken. Gleicher geschieht in den peripherischen Gebirgen nicht; entsteht auch hier zwar am Fuße jeder steilen Felswand eine mehr oder weniger ausgedehnte Schutthalde, so fällt diese doch über kurz oder lang der Erosion durch das fließende Gewässer anheim, welches die einzelnen Thäler gleichsam ausspült. Von einer solchen Thätigkeit finden sich an der Basis des Torridon - Sandsteins keine Anzeichen, und sie sollte man doch erwarten, wenn man den ganzen Vorgang der Einebnung des alten Gebirges sich vorstellt. Wenn zwischen den einzelnen Bergen Sandmassen angehäuft werden, welche, wie einzeln eingestreute Fragmente von rotem Quarz sowie auch von Porphyren beweisen, aus einem

unbekannten Gebiet, jedenfalls aus einiger Entfernung stammen, so musste durch ihre Ablagerung das untere Denudationsniveau der Gegend erhöht werden; die Bäche mussten also ihre Betten erhöhen und mit ihrem Gerölle zuschütten, so wie dies in manchen Alpen-Thälern während der Eiszeit geschehen ist. Dies ist nicht eingetreten. Man findet zwischen den einzelnen vortorridonischen Bergen der Loch Maree - Gegend keine mächtigen Gerölllager, sondern eben nur die Breccien, in denen das gerollte Material entweder ganz fehlt oder nur sehr spärlich vorhanden ist. Das lässt sich nur unter der Annahme erklären, dass zur Zeit der Ablagerung des Torridon-Sandsteins das vortorridonische Bergland nicht reichlich genug benetzt war, um einer kräftigen Abspülung unterworfen zu sein und um lebhafte Gebirgsflüsse zu speisen. Wir gelangen zu der Folgerung, dass die Einebnung des vortorridonischen Berglandes bei einem relativ trockenen Klima von statten ging.

Wie die Verschüttung eines Gebirges bei trockenem Klima geschieht, ist den anschaulichen Schilderungen von J. Walther über die Sinai-Halbinsel zu entnehmen. (Die Denudation in der Wüste, Leipzig, 1891.) Er weist zunächst darauf hin, dass sich die Granitgebirge steil und ohne Übergang aus den Ebenen erheben (S. 44), ohne Schutt-halden. In den Wadis zwischen ihnen trifft man „bunt durcheinander gewürfelt faustgroße und metergroße Blöcke in einem feinsandigen Cement, bald abgerollt und vollkommen gerundet, bald mit schärferen Kanten versehen. Kein Wunder, wenn manche dieser Schottergebilde als Moränen betrachtet und beschrieben worden sind.“ Sie sind überaus sonderbar verteilt. Im einen Wadi fehlen sie ganz, im andern sind sie grossartig entwickelt. Sie erscheinen dementsprechend nicht als eine gleichzeitige Wirkung einer allgemein verbreiteten Ursache, sondern als eine örtliche Wirkung örtlicher Kräfte. Als solche werden die Regengüsse hingestellt, welche selten und mit örtlicher Beschränkung eintreten, dann aber binnen kurzer Zeit beträchtliche Wassermassen liefern, die den ganzen Gebirgsschutt eine Strecke weit in Bewegung setzen. In dem langgedehnten Wadi Hascheb fand Walther einen lockeren Sandstein, den er für äolischen Ursprungs hält. Er überlagert grobes Wadigerölle. „Die darüber folgenden Sandsteinschichten bestehen aus einzelnen bis $1\frac{1}{2}$ m dicken Bänken, zwischen denen dünne Lagen von Wadischotter mehrfach bemerkbar sind, ein Zeichen dafür, dass die Sandablagerung im Wadi Hascheb gelegentlich durch einen Gewitterguss unterbrochen wurde, welcher auf dem Sand eine Schicht von Geröllen ausbreitete“¹⁾.

1) Photographien von der Sinai-Halbinsel, welche Dr. Natterer, der Chemiker der Pola-Expedition dem Geologischen Institut der Wiener Universität schenkte, lassen diese Verhältnisse klar erkennen.

Man hat also hier in einem Wüstengebirge der Erde genau das-selbe Profil wie zwischen den alten vortorridonischen Bergen. Unten grobes Material, das von Walther bald als Gerölle, bald als Schotter-gebilde bezeichnet wird, und das durch seine groben eckigen Blöcke an Moränen erinnert hat, ein schlagendes Seitenstück zur torridonischen Riesenbreccie, darüber einen grobbankigen Sandstein, durch Schutt-lagen getrennt, so wie wir es am Abfall des Slioch sahen. Aller-dings sind die Sande der Sinai-Halbinsel weifs und würden einen lichten Sandstein liefern. Aber die des Nefûd sind rötlich, und ihre Körner sind, ähnlich wie die mancher roter Sandsteine, mit einem Häutchen von Eisenoxyd überzogen. (Quart. Journ. Geolog. Soc. XXXVIII, 1882, S. 110.) Sind die Analogien zwischen den beiden entlegenen Schichtfolgen hiernach bereits sehr grofs, so erscheinen sie vollständig, wenn man die von Walther mitgeteilte Ansicht des Wadi Hascheb (S. 176) betrachtet; als ich unter Horne's lehrreicher Führung die Ge-biete des Loch Maree und Loch Torridon durchwanderte, fühlte ich mich immer aufs neue wieder an sie und die übrigen von Walther mit Wort und Bild geschilderten Scenerien der Sinai-Halbinsel er-innert, und es drängte sich mir der hier entwickelte Gedanke auf, dass die Entstehungsbedingungen des Torridon-Sandsteins gegenwärtig in den trockenen Klimaten zu suchen seien. Dafs jener Sandstein des-wegen in seiner ganzen Mächtigkeit als äolische Gebilde aufzu-fassen sei, so wie der Wüstensandstein nach J. Walther, möchte ich damit noch nicht aussprechen. Der weithin verfolgbare Parallelismus seiner Schichtbänke scheint mir damit nicht in Einklang zu stehen. Andererseits ist es aber auch schwer verständlich, wie eine im Loch Broom-Gebiet bis 2500 m mächtige Sandsteinformation von Flüssen angeschwemmt werden konnte, ohne dass häufige Wechsellagerungen von Sanden und Thonen entstanden. Beachtenswert ist es jedenfalls, dass nach Bonney der Sandstein wohlgerundete Quarzkörner enthält (Quart. Journ. Geolog. Soc. XXXVI, 1880, S. 98), denn solche sind nach Arthur Philipps speziell Dünensanden eigentümlich (Ebenda. XXXVII, 1881, S. 27.) und finden sich nach ihm auch in den Wüsten-sanden des Nefûd. Ferner ist auffällig, wie scharf sich der Torridon-Sandstein vom hangenden kambrischen Quarzit unterscheidet. Er sieht viel jünger aus, was wohl auf eine weit lockere Lagerung seiner einzelnen Körner zurückzuführen ist, die man sich durch lockere äolische Schüttung im Gegensatz zur festeren Pressung innerhalb der Brandungszone erklären könnte. Wie dem auch sei, vom Standpunkt der allgemeinen Erdkunde ist es wichtig, dass der Torridon-Sandstein im vortorridonischen Gebirge Schottlands bei einem trockenen Klima zur Ablagerung gekommen zu sein scheint. Ein derartiges Klima wird

gegenwärtig aber nur auf gröfseren zusammenhängenden Landflächen, jedoch nirgends in der geographischen Breite Schottlands angetroffen. Wir haben also für die vorkambrische Zeit Andeutungen eines kontinentalen Klimas niederer Breiten für unser Gebiet. Die gilt aber nur für die Dauer der Ablagerung des Torridon-Sandsteins. Die reichliche Höhengliederung seines Grundgebirges, welche an die von Thal-landschaften erinnert, setzt kräftig wirkende Bergwasser voraus, also eine reichliche Benetzung. Hiernach hätte sich bereits in vorkambrischen Zeiten in Schottland eine ähnliche klimatische Veränderung vollzogen, wie wir sie für zahlreiche Wüstengebiete der Erde anzunehmen haben, deren vom Wasser eingerissene Thäler gegenwärtig von Flugsand eingeebnet werden. Nun finden wir im Dalaquarzit Schwedens ein Gestein wieder, das dem Torridon-Sandstein Schottland in Bezug auf Alter, petrographische Ausbildung und Lagerungsverhältnisse völlig gleicht, also genau dieselbe Kontinental-Formation auf der Skandinavischen Halbinsel wie in Schottland¹⁾) Dies befestigt die Vorstellung, dass bereits in vorkambrischen Zeiten grosse Festland flächen in Nord-Europa vorhanden waren, die erst in der kambrischen Periode untertauchten. Dies ist die erste nachweisbare Meeres-Transgression für unseren Kontinent. Die Thatsache, dass die untersten kambrischen Schichten bereits eine ziemlich hoch entwickelte Fauna bergen, wird hiernach leicht erklärlich: sie ist ebenso eine eingewanderte wie später die liasische; will man die Spuren der ältesten Meeresbewohner der Erde finden, muss man sie ausserhalb Nord-Europas suchen.

Die Vorstellung von kontinentalen Zuständen in Europa mit entsprechendem Klima vor Beginn der kambrischen Periode läuft der weit verbreiteten Annahme entgegen, dass die Meeresbedeckung der Erde einst ganz zusammenhängend gewesen sei, und dass die Landflächen durch allmählichen Zusammenschluss kleiner, im Laufe der geologischen Perioden aufgetauchter Inseln entstanden seien. Es wird daher in Anbetracht der grossen Tragweite unserer Schlussfolgerungen für die gesamte Geophysik nützlich sein, uns zu vergegenwärtigen, wie wir zu ihnen gelangten. Wir gingen aus von den Grundsätzen von Hutton und Playfair, nach welchen zur Erklärung der Ablagerungen frühere Perioden herbeizuziehen sind, betraten also denselben Weg, der Lyell zur Aufdeckung so zahlreicher wichtiger Thatsachen führte. Die seither vollzogene grosse Erweiterung unserer Kenntnisse von den auf den verschiedenen Teilen der Erdoberfläche wirkenden Vor-

¹⁾ Ähnlich ist auch das Algonkian am Grand Cañon. Vgl. Fritz Frech, Das Profil des großen Colorado-Cañon. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1895, II. S. 153.

3) Die Glarner Schubflächen.

Die grossen schottischen Überschiebungen sind ein Glied in der Reihe von Überschiebungen, welche den europäischen Boden in drei einzelnen Zonen durchsetzten, und auf deren gegenseitige Beziehungen nahezu gleichzeitig Ed. Süss (Schriften d. Ver. zur Verbr. naturw. Kenntn. Wien XXX, 1889/90, S. 1) und Marcel Bertrand (Comptes Rendus de l'Académie des Sciences CXI, 1890, S. 1049) aufmerksam machten, nämlich die Zonen der vordevonischen caledonischen, der karbonischen hercynischen und der tertiären alpinen. Von den letzteren sind jene der Glarner Alpen durch Heim's Arbeiten (Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung 1878; Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. XXV. Lieferung 1891) dank Heim's genetischen Erklärungen von grösstem Einfluss auf die Entwicklung der ganzen Frage gewesen. Heim's Ansichten haben auch die neueren Untersuchungen im Nordwesten Schottlands mächtig gefördert. Lapworth steht bei Behandlung des Hochlandgeheimnisses wesentlich auf ihrem Boden, und sie leuchten auch durch die erste Darstellung der Überschiebungen durch die Survey (1884) hindurch. Ein Vergleich zwischen beiden Gebieten drängt sich daher naturgemäss auf und kann zur Klärung mancher Fragen beitragen.

Ich habe die Glarner Alpen zuerst 1891 unter Heim's Führung kennen gelernt; er führte damals eine grössere Zahl von Mitgliedern der Deutschen Geologischen Gesellschaft in die Mitte des Gebiets, von Schwanden über Elm nach Linththal. 1893 kehrte ich in Begleitung von Ed. Brückner dahin zurück, überschritt den Segnes-Pass und verweilte mehrere Tage im Bereich des grossen Bergsturzes von Flims. 1894 folgte ich abermals Heim gelegentlich der von ihm geleiteten Exkursion des Internationalen Geologen-Kongresses in den nördlichen Teil der Überschiebung, nämlich die Umgebung des Mürtschen-Stockes, ging dann aber allein durch das Tamina-Thal nach Reichenau, um die Ostseite des Gebiets kennen zu lernen. Bei diesen mehrfachen Besuchen des klassisch gewordenen Gebiets konnte ich mich an den Hauptstellen von der Richtigkeit von Heim's Beobachtungen überzeugen, und wenn ich im folgenden auf einige Verschiedenheiten in Bezug auf die Erscheinungsweise der schottischen und Glarner Überschiebungen hinweise, so kann ich von vornherein sagen, dass es sich nicht etwa um bloße Verschiedenheiten in der Auffassung und Beobachtung, sondern um solche thatsächlicher Natur handelt, wie auch bereits von Marcel Bertrand hervorgehoben ist (Revue générale des Sciences pures et appliquées. 15. déc. 1892).

wärts gelegenen Sattel aufgeschobenes Gebirge fehlt. Am Ort dieses Sattels bildet das überschobene Gebirge einen Schichtsattel, dessen Bau allerdings häufig durch Stauungen kompliziert worden ist. Die auffälligste Aufwölbung dieser Art ist der 814 m hohe Breabag unfern Assynt; er bildet ein riesiges Quarzitgewölbe, welches die aufgeschobenen Massen der Nachbarschaft bei weitem überragt. Minder imposant, aber immerhin noch bedeutend genug, sind die entsprechenden Aufwölbungen des Quarzits bei Kinlochewe (Abbild. 5). Es ist in hohem Maß beachtenswert, daß sich an zwei 56 km von einander gelegenen Stellen derselbe Typus der Lagerungsverhältnisse wiederholt.

Der wichtigste Zug in der Tektonik Nordwest-Schottlands ist gewifs der Gegensatz zwischen den im allgemeinen flach gelagerten und seit vorpaläozoischen Zeiten wenig gestörten Schichten der Westküste und dem Caledonischen Gebirge. Der innere Bau der letzteren ist allerdings gegenwärtig noch kaum bekannt. Seine einförmige Zusammensetzung aus den Moine-Schists hinderte bisher seine Aufhellung; aber darin stimmen alle Autoren, die sich mit ihnen beschäftigt haben, überein, daß sie einen Teil eines vordevonischen Faltungsgebirges bilden, dessen einzelne Überreste in den Bergländern des nördlichen Großbritannien auftreten, und dessen Spuren auch in den deutschen Mittelgebirgen kenntlich sind. Man hat sohin in Schottland auf der einen Seite eine starre Scholle, auf der andern ein Faltungsgebirge, die, wie ich anderwärts zeigte (Morphologie II, S. 373), immer vergesellschaftet sind. Zwischen beide schaltet sich eine Zone ein, in welcher die Schichfolge des ungestörten Gebirges mehrfach über sich zusammengestaut und schließlich von den Massen des ostwärts gelegenen Faltungsgebirges überschoben ist. Wie weit diese Überschiebung reicht, zeigt sich in der östlichen Fortsetzung des Knockanprofils, wo die Moine-Schichten 8 km weit über das Kambrium hinweggeschoben sind; wie weit sie einst gereicht hat, läßt sich aus einem Vorkommen von Moine-Schists auf der Halbinsel Fair Aird unfern Durness entnehmen, wo sie 13 km weiter westlich als der Rand der Überschiebung gelegen sind. Mindestens um diesen Betrag also sind sie über die westlich gelegenen Gebiete hinausgeschoben. Wo dies erfolgte, ist die ruhige Lagerung desselben gestört, sind seine Schichtglieder übereinander geschoben, in Aufschlüssen 5—6 km weit auf der Ben More Thrustplane, und wenn die Beschaffenheit des aufgeschobenen Gneissblockes in Glencoul einen Schluss auf seine Herkunft zuläßt, 20 km auf der Glencoul Thrustplane. Die Aufschiebungen sind also an die Sohle eines Faltengebirges geknüpft. Das dürfte, wie sich zeigen wird, das Wesen der Sache sein.

zwischen zwei gröfseren Schubflächen erfolgt¹⁾). Anders scheint es sich allerdings mit der Faltung des sonst überschobenen Gebirges zwischen Kinlochewe und Loch Torridon zu verhalten. Hier erstrecken sich die steil geneigten Schichten tief herab; hier auch begegnet man, so südlich von Kinlochewe, so ferner am Ausgange vom Loch Carron, recht beträchtlichen Umkehrungen der Schichtfolge. So vollzieht sich denn südlich vom Loch Maree ein Übergang zwischen der Keilstruktur und Faltenstruktur, woraus zu entnehmen ist, dass sie nur örtliche Folgen ein und desselben Vorganges, nämlich der Zusammenpressung von Schichten, sind. Nun ist die Keilstruktur Schottlands nur eine Form der Schollenstruktur; man ersieht hieraus, dass der Gegensatz von Faltungs- und Schollenland keineswegs so scharf ist, als er vielfach formuliert worden ist. Der eigentliche Gegensatz liegt zwischen dem Schub- und Bruchschollenland; ersteres deutet gleich dem Faltungsland eine Zusammendrückung, letzteres eine Zerrung der Erdkruste an.

Ordnen sich in der Gegend nördlich vom Loch Maree die kleinen unbedeutenden Faltungen sichtlich den Überschiebungen unter²⁾), so ist hier ganz so wie am ebengenannten See die Biègung der Schubflächen in sanft gewölbte Falten, in flache Syn- und Antiklinale sehr bemerkenswert. Sie tritt in der Gegend von Assynt deutlich hervor (so z. B. in Abbild. 11, 12 und 18 der Profile in: the Recent Work); ferner in den hier berichteten Lagerungsverhältnissen beiderseits des Loch Maree (vergl. Abbild. 5 und 6). Dabei zeigt sich ganz regelmäfsig, dass der am meisten westwärts gelegene Teil der Schubfläche — es ist immer die Ben More Thrust Plane — eine flache Mulde bildet, auf welcher mehrmals mächtige aufgeschobene Massen als Überschiebungs-Auslieger aufsitzen, während auf dem ost-

¹⁾) Rothpletz (Geotektonische Probleme S. 100) konnte hierüber nicht ins Klare kommen und vermochte nicht festzustellen, ob die *minor thrustplanes* von den liegenden *maior thrusts* abgeschnitten werden, während die schottischen Geologen (Recent Work S. 412) ausdrücklich hervorheben, dass sie durch zahlreiche Profile erhärtet wird. Ich konnte mich an beiden Ufern von Loch Glencoul davon überzeugen. Die Hochlandsgeologen waren über die Sache anfänglich anderer Meinung (vergl. Profil von 1884) und sind erst im Verlaufe ihrer Aufnahmen zu ihrer jetzigen Erkenntnis gekommen. Sie haben ihre ursprüngliche Ansicht gewiss nicht ohne sehr zwingende Gründe aufgegeben.

²⁾) Hiernach kann der Äußerung von Rothpletz, dass in allen von ihm beschriebenen Überschiebungsgebieten, unter denen sich auch das schottische befindet, die Falten früher entstanden als die Überschiebungen (Geotektonische Probleme, S. 154), nicht beigeplichtet werden. In seiner Beschreibung der schottischen Überschiebungen (ebenda S. 85—100) führt Rothpletz kein auf seine allgemeine Schlussfolgerung bezügliches Argument an.

partien aufgeschoben, unter welchen jeweils ein kleiner Fetzen von umgekehrtem Torridonian liegt. Weiterhin folgen die Moine-Schichten; die Grenze gegen dieselben zu ziehen, war gerade die Aufgabe der beiden Geologen, und dies war hier schwieriger als sonst.

Auf den von mir bereisten 110 Kilometern zwischen Loch Glencoul und Loch Carron herrschen also durchweg grofsartige Überschiebungen, welche sich stets an die Westgrenze der Moine-Schichten knüpfen. Sie zeigen im grofsen und ganzen denselben Typus, wie die Aufschiebungen in der Gegend von Loch Eriboll, welche durch die Survey zuerst (1884) kennen gelernt wurden. Es sind einzelne Schollen unter Beibehaltung ihrer normalen Schichtstellung übereinandergeschoben. Umkehrungen der letzteren kommen nur selten vor, aber sie fehlen keineswegs, wie Rothpletz angiebt. (Geotektonische Probleme S. 97.) Sie sind aus der Gegend von Assynt unter dem Gneifs der Ben More Thrust Plane (vergl. Recent Work. Quart. Journ. Geolog. Soc. XLIV. Abbild. 16, 17, 18) bereits 1888 von den schottischen Geologen beschrieben; ähnlich, aber weit ausgedehnter, sind die von Loch Carron. Diese Umkehrungen entwickeln sich aus der normalen Stellung, wie folgt (vergl. Abbild. 7): Ein Vorhang von jüngeren Schichten hängt über die Stirn des aufgeschobenen Gneisses herab und ist unten eingeknickt, wie am Coinne-mheall in Assynt (Recent Work, Abbild. 16); der Gneifs drängt sich mitten durch den Vorhang und überschiebt den unteren umgekehrt lagernden Teil, wie am Glas Bheinn und auf der Südseite des Ben More (Recent Work, Abbild. 13 und 17). Dieser Vorgang ist wesentlich anders als der der gewöhnlichen Überfaltung; es entstehen keine Gewölbe, sondern es schiebt sich die Masse längs zahlreicher kleiner Schubflächen über ihren Fuß. Das ist überhaupt das auffälligste in der ganzen Aufschiebungsregion, dass die Faltung der Schichten so selten auftritt. Sie fehlt allerdings nicht ganz. Bereits in den Profilen der schottischen Geologen (Recent Work, Abbild. 11) sieht man gelegentlich eine Reihe überschobener Falten¹⁾. Recht deutlich sah ich sie in den auf der Ben More Thrust Plane aufgeschobenen Massen nördlich, sowie in den überschobenen südlich Kinlochewe. Aber diese Faltung ist nur eine oberflächliche, was man deutlich dort sehen kann, wo die gefalteten Partien, wie z. B. nördlich Kinlochewe, auf einer ungefalteten Schubfläche aufsitzen. Sie erscheint hier lediglich als eine örtliche Modifikation der sonst herrschenden packetweisen Verschiebung einzelner Formationsglieder nebeneinander, welche auch

¹⁾ Wahrscheinlich bezieht sich die allgemeine Angabe von Rothpletz, dass die einzelnen Wiederholungen der Schichtglieder zwischen den Schubflächen einen deutlichen Falten- und Sattelbau erkennen lassen, auf diese immerhin nicht gerade häufigen Vorkommnisse.

gesunken, weiter östlich wölbt sie sich empor und ist, sichtlich durch Denudation, von den aufgeschobenen Massen befreit. Trotz alledem entsprechen die beiden Ufer des Sees einander nicht. Am Südufer sind alle Schichtglieder 3—4 km weiter westwärts gerückt als am Nordufer; die Berge, die einander gegenüberstehen, wie z. B. Slioch und Meall a Ghuibhais, entsprechen einander nicht. Der See erstreckt sich über eine gewaltige Querverwerfung, welche jünger ist als die Aufschreibungen. Sie ist nordwestwärts (vergl. A. Geikie's geologische Übersichtskarte) bis zum Meer verfolgt, sie bringt hier Gneiss und Torridon-Sandstein dermassen zusammen, dass ihr Nordflügel als relativ gesenkt angesehen werden muss. Südöstlich konnte sie eine Strecke weit noch im Bereich der Eastern Schists nachgewiesen werden, wonach sich ihre Gesamtlänge zu mehr als 40 km ergiebt. Die Flucht des steilwandigen Glen Docharzie, von Loch Maree, das Südwestufer von Loch Ewe und der Abfall der westwärts gelegenen Höhen folgen dieser grossen Verwerfung. Sie sind aber nicht unmittelbar durch dieselbe entstanden, sichtlich sind sie samt und sondes Erosionswerke, die sich lediglich an eine tektonische Linie als einer solchen geringen Widerstandes anknüpfen. Neben dieser Verwerfung, von der unbekannt ist, ob sie einen Bruch oder einen Schub darstellt, wird der Loch Maree auch von einem echten Bruch gekreuzt, dem die Thäler der Bäche von Fhasaigh und Gruididh folgen.

Im Gebiet südlich von Loch Maree bis gegen Loch Torridon trifft man eine Strecke weit keine aufgeschobenen Massen mehr. Es entwickelt sich im Bereich der sonst übergeschobenen Unterlage eine deutliche Faltung. Der weisse Quarzit ist in langen nordöstlich streichenden Mulden zwischen Torridon-Sandstein eingeklemmt. Zwei solcher neben einander befindlicher Mulden verleihen dem Sgurr Dubh seine auffällige Kontur. Erst östlich der von ungestörtem Torridon-Sandstein aufgebauten Applecross-Berge, zwischen Loch Kishorn und Loch Carron, ist wieder eine breite Gneissenscholle auf kambrische Kalke aufgeschoben, die am Loch Carron unter die Moine-Schists untersinkt. Unter dieser Gneissenscholle liegt stark metamorphosierter Torridon-Sandstein in umgekehrter Stellung. Gelegentlich einer Exkursion, auf welcher ich die Herren Peach und Horne nach Beendigung der Kongreß-Exkursion nach Stromeferry begleitete, hatte ich Gelegenheit, mich an beiden Seiten des Loch Carron hiervon zu überzeugen. Es ist namentlich der Hügel von Craig, welcher in dieser Hinsicht einen guten Aufschluss bietet. Man sieht unten am Strande einen grauen Schiefer, welcher als untere Abteilung des Torridonian gedeutet wird — nach oben hin geht er in ein ausgewalztes Konglomerat über, auf welches stark mylonisierter Gneiss folgt. Diesem sind weitere Gneiss-

plane aufgeschoben worden. Er erstreckt sich nordwärts fast ununterbrochen bis zu den Moine-Schists bei Gleann Tanagaidh, südostwärts hingegen erscheint beiderseits des Knochenbaches (Allt a Chnaimhean) statt seiner ein Komplex von Gneiss, Torridon-Sandstein und Quarzit. Man kann hier die abenteuerlichsten Ineinanderpressungen dieser drei Gesteine wahrnehmen. Der Quarzit ist stellenweise in den Gneiss eingetrieben, letzterer überlagert Torridon-Sandstein u. s. w. Im allgemeinen aber vermag man nordwärts überhängende Falten zu erkennen. Dieser eigentümliche Komplex lagert in einer muldenförmigen Einbiegung der Ben More Thrustplane. Ostwärts beschreibt sie einen Sattel, und es heben sich nunmehr die liegenden Schichten des Kambrium am Westgehänge des Glean Logan hervor. Auf ihnen sitzt wieder eine Gneissenscholle auf, der viel umstrittene Loganstein, bedeckt von Torridon-Sandstein und Quarzit. Darüber folgen am Ostgehänge des genannten Thals die Moine-Schists. Der Bach des Logan-Thals, der Abhuin Bruachaig, legt die Aufschiebung des Gneisses auf den dortigen Kalk vorzüglich bloß. Er wird durch den Gneiss eingengt und hat im Kalk einen breiten Kessel ausgestrudelt, an dessen Wandungen man den Kalk unter überhängende Gneisspartieen verfolgen kann. Wie bereits Bonney erwähnt, kann man keine Kontaktstücke erlangen; eine Fuge trennt stets Gneiss und Kalk, welcher letztere nicht, wie an der Grenze von Eruptivgesteinen, metamorphosiert ist. Die mittelkambrischen Schichten zeigen weiter westwärts sehr charakteristisch die packetweisen Verschiebungen. Im ganzen misst die aufgeschlossene Aufschiebung an der Nordseite des Loch Maree 5 km.

Die Überschiebungen an der Südseite des Sees überblickte ich von den Gehängen des Slioch. Der Gipfel des Meall a Ghuibhais (878 m) besteht aus Torridon-Sandstein mit einem Kern von altem Gneiss. Er sitzt in 300 m Höhe auf einer Platte des Kambriums auf. Deutlich konnte man Bank für Bank diese Unterlage erkennen; oben das grüne Band der Schiefer mit dem Salterella-Quarzit, darunter die steile Wand des massigen Quarzits, der den Torridon-Sandstein in bekannter Regel schräg abschneidet. Alle diese Schichtglieder bilden eine flache Mulde; weiter ostwärts wölben sie sich bis 500 m zu einem Sattel auf, zugleich sind sie gefaltet und zusammengestaut. Unfern Kinlochewe tauchen sie abermals unter stark gezerren Torridon-Sandstein unter, der einen westwärts überhängenden Sattel bildet und einen Gneiskern birgt. Ihm sind die Moine-Schichten aufgeschoben. Man hat im Meall a Ghuibhais also einen Block von Torridon-Sandstein, welcher 6 km weit über das Kambrium hinweggeschoben worden ist. Dabei zeigt die Schubfläche ebenso wie am Nordufer des Sees Biegungen; unter der mächtigen Masse des Meall a Ghuibhais ist sie ein-

nicht sichtbar werden, und welche sonst in der Regel den alten Gneiss auf kambrische Schichten hinaufbringen, auch dort, wo er in der Nähe sonst nicht zu Tage tritt. So z. B. am Loch Broom bei Ullapool. Westlich von den Eastern Schists findet sich hier nur Torridon-Sandstein, welcher nahe den Moine-Schists unter kambrische Quarzite untertaucht, darüber kommen die mittelkambrischen Schiefer und die oberkambrischen Kalke. Dann wiederholt sich, auf einer Schubfläche heraufgeschoben, die ganze Folge vom Torridon-Sandstein bis zu den Kalken noch einmal; nun kommt eine mächtige Gneifsscholle, welche quer über den Loch streicht und ihn als widerstandsfähige Schicht einengt. Auf sie sind die Moine-Schists hinaufgeschoben. Die $\frac{1}{2}$ Mile, zwischen dem Hotel Royal von Ullapool und dem Winkel östlich von Corry Point, zeigt das ganze komplizierte Profil, das sich am Südufer des Loch Broom in etwas vereinfachter Form wiederholt, so wie es in Abbild. 4 dargestellt ist.

Die Beschreibung, welche 1888 die schottischen Geologen von den Phänomenen der nordwestlichen Hochlande gegeben haben, umfaßt das Gebiet zwischen Loch Eriboll und Loch Broom. Seither ist die Untersuchung südwärts vorgeschritten und hat das Gebiet des Loch Maree kartiert, welches, wie bereits 1861 Murchison und A. Geikie hervorhoben, Profile von unzweifelhafter Deutlichkeit enthält. „Mit Kinlochewe als Hauptquartier hat der Geologe ein weites Bereich interessanten Landes um sich herum, und wir kennen keine Örtlichkeit, wo er sich besser über die Lagerungsfolge der alten krystallinen Gesteine der Hochlande oder mit den Dislokationen und dem Metamorphismus, den sie erlitten haben, bekannt machen kann. Trotzdem und trotz mannigfacher Spezialuntersuchungen durch Nicol, die beiden eben genannten Autoren, von Hicks und Bonney (Quart. Journ. Geolog. Soc. XVII, 1861, S. 85, S. 171; XXXIV, 1878, S. 811; XXXVI, 1880, S. 93) ist die endgültige Lösung der Hochlandsprobleme auch hier der Survey zu danken. Ohne dem zu erwartenden ausführlichen Bericht voreignen zu wollen, sei mir gestattet, in groben Umrissen mitzuteilen, was ich unter der Führung von Herrn Horne gesehen habe, indem ich zugleich auf die beiden nach Skizzen von Herrn Peach gezeichneten Profile (Abbild. 5 und 6) verweise.“

Die Lagerungsverhältnisse am Loch Maree sind ganz ähnliche wie in Ullapool. Am Slioch ist, wie bereits beschrieben, der Torridon-Sandstein diskordant auf das Grundgebirge gelagert, am Craig Roy wird er, wie gleichfalls schon erwähnt, von den kambrischen Quarziten schräg abgeschnitten. Auf diese folgen in normaler Weise Fukoiden-Schiefer, Salterella-Quarzit und Kalk. Darüber nun ist, den Gipfel des Beinn a Mhuinidh bildend, der alte Gneiss längs der Ben More Thrust-

schneidet. Auf ihm lagern zusammengestaute Packete von Olenellus-Schiefern und Salterella-Quarzit, deren Schubflächen sich nicht in die Tiefe fortsetzen. Das Ganze wird oben von einer mächtigen Gneifsscholle diskoerdant abgeschnitten, welche hier längs einer maximalen Schubfläche der Glencoul-Thrustplane über das Kambrium hinaufgeschoben ist. Der Gneifs weicht petrographisch nicht von dem unter dem Kambrium lagernden ab, aber er unterscheidet sich von ihm durch den Mangel an Diabasgängen. Solche sind im ungestörten Gneifs bis Loch Laxford sehr häufig; weiter nordwärts hören sie auf. Die Grenze zwischen dem durchschwärmten und dem gangfreien Gneifs taucht unweit Ben Arkle unter die Moine-Schichten unter und würde unter letzteren genau östlich von Glencoul in einer Entfernung von 20 km zu mutmaßen sein. In dieser Entfernung also hätte man gangfreien Gneifs zu suchen; dies ist ein Anhalt für die Herkunft des aufgeschobenen Gneifses von Glencoul.

Über dem aufgeschobenen Gneifs des Loch Glencoul folgen abermals unmittelbar kambrische Quarzite, welche ihn gegen Loch Assynt hin wie ein Vorhang bedecken, sodass, von hier aus gesehen, das aufgeschobene Gebirge nur aus unterem Kambrium zu bestehen scheint. Die schottischen Geologen haben gezeigt, dass dies die Folge zahlreicher kleinerer Aufschiebungen ist. Am Gipfel des Coinne-Mheall schiebt sich ferner, wie ihre Untersuchungen aufhellten, auf diese kambrischen Quarzite längs einer maximalen Schubfläche, der Ben-More-Thrustplane, abermals Gneifs, bedeckt von Torridon-Sandstein, den der kambrische Quarzit wie gewöhnlich schräg abschneidet. Man würde also, von Glencoul den Ben More Assynt besteigend, zweimal auf aufgeschobenen Gneifs kommen mit einer Bedeckung von entweder bloß kambrischen Schichten, wie sie am Glencoul entwickelt ist, oder von torridonischen und kambrischen Straten, wie beiderseits des Loch Assynt. Daneben aber würde man noch zahlreiche andere Aufschiebungen passieren, welche durchweg östlich fallen. Die grosse also bewirkte Zusammenstauung von Gneifs, Torridonian und Kambrium ist am Knockan-Profil durch die Eastern Schists verhüllt; letztere sind auf der dritten maximalen Schubfläche herangeschoben, welche über die beiden übrigen hier hinübergreift und Moine-Thrustplane genannt wurde.

Die Moine-Thrustplane ist gewiss die bedeutendste Schottlands. Wo auch auf der über 160 km messenden Strecke zwischen Loch Eriboll und Loch Carron die Westgrenze der Moine-Schists erreicht wird, da sind sie auf die westwärts befindlichen Schichten aufgeschoben. Zugleich sind auch auf der ganzen Strecke unter der Moine-Schubfläche noch andere vorhanden, die lediglich am Knockan-Profil

wiederholt. Die also übereinander geratenen Schollen sind zugleich in sich zusammengestaut, indem sich längs steiler stehenden Schubflächen eine Wiederholung ihrer Schichten einstellt. In jedem dieser Packete von einzelnen Schollen kehrt endlich zum dritten Mal eine Stauung wieder, durch welche ein und dieselbe Schicht zusammengekehlt ist und mehrfach, längs steil stehender Schubflächen sich wiederholt. Man kann sich den aufsergewöhnlichen Gebirgsbau dieser Gegend wie folgt veranschaulichen: die ursprüngliche Ablagerung stelle ein Schieferdach dar. Dasselbe wird von oben nach unten abgedeckt, die oberste Schieferplatte wird erst weggenommen und an eine Mauer gelehnt, dann die zweite, sie wird an die erste gelehnt, u. s. w. Nachdem das Dach zum dritten Teil abgedeckt worden war, begann man die Schieferplatten als eine zweite Reihe über den bereits abgedeckten aufzustellen, und eine dritte legte man mit dem letzten Drittel der Schieferplatten darüber. Einem derartigen Vorrat von Schiefertafeln gleicht ungefähr das Gebirge um den Ben More von Assynt, und wie man mit einem ähnlich aufgebauten Schieferplattenvorrat ein ganzes Dach decken kann, so könnte man die in der Gruppe des Ben More zusammengestauten Gesteinskörpern über einen grofsen Teil von Nord-Schottland ausbreiten. Natürlich besitzt der Gebirgsbau im einzelnen nicht die Regelmässigkeit eines solchen Vorrats von Schiefertafeln. Die drei Typen von Schubflächen: maximale, gröfsere und kleinere, sind durch mannigfache Übergänge mit einander verbunden; sie sind Typen aus einer grofsen Zahl von Erscheinungen, keine Arten von solchen.

Die Gegend zwischen dem Loch Assynt und dem nordwärts gelegenen Glencoul giebt einen vorzüglichen Einblick in die geschilderte Struktur. Am Nordufer des Loch Assynt sieht man zunächst, wie der kambrische Kalkstein zusammengestaut ist und aus einzelnen auf einander getriebenen Packeten besteht. Noch deutlicher zeigt sich diese Struktur in der mittleren Partie des Kambrium, welches aus den Olenellus-Schiefern und dem Salterella-Quarzit besteht. Mehr als zehn Mal bemerkt man diese beiden Schichtglieder übereinander, wenn man den Weg nach Kylesku zurücklegt. Man ist hier in der untersten der drei übereinandergeschobenen Schollen, die weiter westwärts ungestört ist. Westlich vom Wege steigt das Kambrium diskordant über dem Torridon-Sandstein hinauf zum Quinag (Abbild. 3). Der Loch Glencoul erstreckt sich bereits in diesen Bereich der ersten Aufschiebung. Zunächst hat man, von Kylesku kommend, an beiden Ufern noch den Gneifs der ungestörten Zone, hier von zahlreichen ausbröckelnden Diabasgängen durchsetzt. Darüber folgt unmittelbar der kambrische Quarzit, welcher hier den Torridon-Sandstein in seiner ganzen Mächtigkeit ab-

Fuß kommen zunächst die kambrischen Kalke zum Vorschein; sie sind gestreckt worden und durchsetzt von zahlreichen Zerrungsverwerfungen. Ihr Streichen ist rein nordsüdlich, also rechtwinklig zu ihrer Grenze gegen die hangenden Moine-Schichten. Letztere sind eigentlich gewunden und geknetet. Sie fallen südwärts, streichen demnach rechtwinklig zu den liegenden Kalken. Es kann daher unmöglich von einer normalen Überlagerung die Rede sein. Verfolgt man die Stufe weiter ostwärts, so kommen nach und nach die verschiedensten Glieder des Kambrium bis auf den Quarzit herab, ferner der Torridon-Sandstein und selbst der alte Gneiss unter den Eastern Schists hervor, welche sich sohin über die mannigfältigsten Gesteine hinweg erstrecken. Dies ist nur mit der Vorstellung vereinbarlich, dass sie über letztere hinweggeschoben sind.

Ich konnte das Profil nicht so weit verfolgen. Die genaue Untersuchung der Schubfläche an der Grenze von Kalk und den Moine Schichten, die sich in der Oberfläche des Kalkes noch eine Strecke weit fortsetzt, und über welcher die Moine-Schichten eine etwa 3 m hohe Stufe bilden, nahm mich zu lange in Anspruch. Dabei hatte ich, sobald ich den Blick vom Boden erhob, die nordwärts gelegenen Berge von Assynt vor Augen, die sich um den Ben More (997 m) gruppieren. Ihre mannigfaltigen Farben und Formen verraten einen äußerst verwickelten Aufbau. Sie überragen die schön geformten Berge des Torridon-Sandsteins im Westen, den Quinag, Canisp und Suilven nicht unbeträchtlich und lassen die Höhen des Ostens weit hinter sich. Sie bilden zwischen beiden, die im Knockan-Profil dicht an einander getreten sind, ein fremdes Zwischenglied, welches auch weiter im Norden fehlt, wo zwischen Loch More und Loch Eriboll die Eastern Schists dicht an den dort von seiner torridonischen Decke größtenteils befreiten alten Gneiss herantreten. Diese Berge bestehen aus Schichten, welche östlich des Knockanprofils unter den Eastern Schists hervortreten und stellen lediglich eine Anschwellung von deren Liegendem dar. Im Gebirge östlich von Assynt ist die Decke von Eastern Schists, welche sich sonst allenthalben bis zur Linie Loch Eriboll—Loch Carron erstreckt, zerrissen, und die Fundamente des Caledonischen Gebirges treten zu Tage.

Die Geologen der Survey haben den Aufbau dieses Fundaments klar gelegt und dabei nachgewiesen, dass er einen bislang nicht bekannten Typus der Gebirgsstruktur besitzt, welche Cadell (Trans. R. Soc. Edinburgh, XXXV, 1. S. 342) Keilstruktur genannt hat. Es handelt sich um eine grossartige Schichtstauung. Die gesamte Folge von Gneiss, Torridonian und Kambrium ist dermassen längs zwei grösseren Schubflächen zusammengeschoben, dass sie sich dreimal über einander

L. Hinxman and H. M. Cadell, communicated by A. Geikie (Quart. Journ. Geolog. Soc. XLIV, 1888, S. 378). Darauf erschienen die Blätter Cape Wrath und Tongue (1889); Ullapool und Lochinver (1892), endlich Gairloch (1893) der schottischen One Inch Map mit den geologischen Eintragungen der Survey. Dank dieser Arbeiten muss heute das grosse Geheimnis der Hochlande als gelöst gelten¹⁾. Überzeugend ist dargelegt worden, dass neben den normalen Überlagerungen der Schichten auf Ablagerungsflächen im Nordwesten Schottlands auch solche längs flach-lagernder Verwerfungen vorkommen, durch welche infolge einer stattgehabten Zusammenpressung ältere Schichten auf jüngere aufgeschoben sind. Solche Verwerfungen müssen streng von jenen gesondert werden, auf welchen ein blosses Absinken der Schichten erfolgt ist, was auf stattgehabte Zerrungen weist. Es ist nötig, diesen Gegensatz auch durch die Benennung hervorzuheben. Wir wollen jene Verwerfungen, die mit Verschiebungen verbunden sind, dem Beispiel der Schotten folgend, Schubflächen (*Thrust planes*) oder kurz Schübe nennen; für die anderen sogenannten normalen Verwerfungen werden wir ausschliesslich das Wort Bruch verwenden. Die Schubflächen sind neben den auffälligen Grenzen an den Sohlen des Torridon-Sandsteins und des kambrischen Quarzits der dritte Typus merkwürdiger Gesteins-grenzen in Nordwest-Schottland; sie stehen auf das innigste mit dem grössten der dortigen Probleme, nämlich dem Aufbau des Landes, in Verbindung.

Die Grenze zwischen dem kambrischen Kalkstein und den Moine-Schichten (M) im Knockan-Profil ist eine Schubfläche. Eine genaue Untersuchung des Profils macht dies zweifellos. Die Moine-Schichten schneiden haarscharf den kambrischen Kalk ab und ragen am Gehänge stellenweise über denselben hinaus, ihre unterste Partie zeigt eine eigentümliche Veränderung, als ob sie gemahlen und wieder verbacken worden wären. Diese Veränderungen finden sich regelmässig über den Schubflächen; Lapworth bezeichnete die also beschaffenen Gesteine als Mylonite (von $\mu\nu\lambda\omega\rho$ die Mühle, The Nature, XXXII, 1885, S. 558). Geht man von diesem für die Geschichte der Hochlandsgeologie so wichtigen Profil nordostwärts, so sieht man bald, wie sich die einheitlich scheinende Landstufe in zwei auflöst. Die untere, aus Kalk gebildete, zieht sich weiter nordostwärts, die obere hingegen biegt erst nach Osten, dann nach Südosten um, den Fuss der Cromalty-Hügel bildend. Sie besteht ausschliesslich aus dem oberen Gneiss oder den Moine-Schichten des Caledonischen Gebirges. An ihrem

¹⁾ Eine populäre Darstellung gab Henry Cadell in: *Geology and Scenery of Sutherland*. Edinburgh. 2. Aufl. 1896.

am Nordufer des dortigen Loch erhält durch sie eine strenge orographische Gliederung. Auch weiter südlich, in der Gegend des Cam Loch und Loch Urihill, sondern sich beide kambrische Landstufen recht scharf. Vom Ostabhang des Cùl Mòr zieht sich die Quarzitstufe herab; zwei Auslieger von ihr bilden die beiden Gipfel des Berges, den die Bevölkerung deswegen mit einer liegenden Jungfrau vergleicht, die Gipfel selbst Kioch (Brüste) nennend. Weiter unten folgt die Kalkstufe, an deren Fuße sich die Straße von Assynt nach Ullapool entlang zieht. Dies macht wiederum den Eindruck ganz normaler Lagerungsverhältnisse, und man erwartet nun über der kambrischen Kalksteinstufe jüngere Bildungen anzutreffen. Steigt man aber bei Knockan auf die Höhe jener Stufe, so trifft man auf Gesteine, welche wieder den Habitus älterer tragen, nämlich plattigen und mergligen Gneifs und Glimmerschiefer; diese Gesteine herrschen von hier an bis an die Ostküste. Sie bilden die große Masse des Caledonischen Gebirges. Es sind Moine oder Eastern Schists.

Wer das Profil bei Knockan von den kambrischen Quarziten bis hinauf zu diesen Eastern oder Moine Schists durchsteigt, wird begreifen, dass Sir Roderick Murchison die letzteren für jünger als die kambrischen Schichten von Sutherland erachtete und deswegen von einer Umwandlung in jüngeren Gneifs, von einer großen regionalen Metamorphose silurischer Schichten sprach. (Quart. Journal. Geolog. Soc. XV, 1859, S. 353; XVII, 1861, S. 171.) Diese Meinung ist, gestützt durch die Autorität des großen Geologen, lange Zeit die herrschende gewesen, obwohl bereits Professor Nicol, Murchison's Reisegenosse, zur Ansicht neigte, dass der jüngere Gneif auf die jetzt als kambrisch erkannten Sedimente hinauf geschoben sei (Quart. Journ. Geolog. Soc. XVII, 1861, S. 85). Nach mannigfachen Diskussionen vollzog sich später rasch ein Umschwung der Auffassungen. Prof. Lapworth zeigte in einem Artikel, dem er den Titel: The Secret of the Highlands gab (Geolog. Mag. (2). X, 1883, S. 120, 193 u. 337), dass der sogenannte jüngere Gneif über die kambrischen Schichten geschoben sei, ähnlich wie in der Schweiz ältere permische Schichten über das Eocän geraten sind. Bald darauf erschien ein Bericht der geologischen Aufnahme, in welchem zum ersten Mal ein klares Bild von dem geologischen Aufbau Nordwest-Schottlands gegeben wurde (The Nature, 13. Nov. 1884, XXXI, S. 29). Diesem folgten ein weiterer auf der Versammlung der British Association zu Aberdeen 1885, dem Lapworth beipflichtete (The Nature XXXII, 1885, S. 558), und eine ausführlichere Darstellung unter dem Titel: Recent Work of the Geological Survey in the North-West Highlands of Scotland, based on the Field Notes and Maps of Messrs. B. N. Peach, J. Horne, W. Gunn, C. T. Clough,

abschneidende Sohle des kambrischen Quarzit am Abfall des Canisp und Stuiven von der Straße zwischen Assynt und Ullapool aus am linken Ufer des Loch Broom (Abbild. 4) vom rechten aus, endlich, am Gehänge des Muallach Coire Mhic Fhearchair (991 m) von den Bergen bei Kinlochewe deutlich zu erkennen. Westlich von der mauerartig sich erhebenden Quarzitstufe sieht man, als Zeugen dafür, dass sich letztere einst weiter westwärts erstreckte, nicht selten noch einzelne Quarzitvorkommnisse. Ein solches krönt den Hauptgipfel des Quinag (Abbild. 3). Englische Geologen nennen derartige Vorkommnisse Auslieger (*Outlier*). Dieser glückliche Ausdruck ist bezeichnender als die dem Französischen entnommene Benennung „Zeuge“, welche dann und wann in der deutschen Literatur für Erhebungen, die durch Erosion von der Hauptmasse ihres Materials losgetrennt sind, gebraucht worden ist.

Es musste vor Ablagerung des kambrischen Quarzits eine vollständige Einebnung des alten torridonischen Landes stattgefunden haben, bei welcher seine Gesteine vollkommen zerrieben wurden. Ein derartiger Vorgang kann durch lang anhaltende Wirkungen der Brandung erklärt werden, und solche anzunehmen liegt kein Bedenken vor. Der Quarzit ist das unterste Glied einer marinen Formation. Sonach hätten wir in der zweiten wichtigen Gesteinsgrenze Nordwest-Schottlands eine echte „plain of marine erosion“ nach A. C. Ramsay, eine Abrasionsfläche im Sinne von Ferdinand Freiherrn v. Richthofen vor uns. Beide Autoren haben die Möglichkeit der völligen Einebnung ganzer Länder durch die Brandung überzeugend dargelegt; aber kaum wieder in Europa tritt diese marine Denudationsfläche mit solcher Schärfe und Deutlichkeit entgegen, wie in Nordwest-Schottland; nirgends kann man sich auf beschränktem Raum so deutlich den so lange verkannten Gegensatz zwischen terrestrer und mariner Erosion schlagender vor Augen führen, als durch den Verlauf der Sohlen des Torridon-Sandsteins und des kambrischen Quarzits.

2. Die Schubflächen.

Das Kambrium Nordwest-Schottlands bildet eine ziemlich einheitliche Formation. Über dem allenthalben mauerartig aufragenden Quarzit folgen Schiefer mit Fukoidenresten (f der Profile) in geringer Mächtigkeit, gekrönt von einer sehr auffälligen Sandsteinbank, dem Saltarellaquarzit (s). Darauf stellen sich Kalksteine (K) ein, deren obere feste Partien eine ähnliche Stufe (*escarpment*) bilden, wie die Quarzite, weswegen das Kambrium bei flacher oder wenig geneigter Lagerung orographisch durch zwei Landstufen ausgezeichnet ist. Man sieht beide recht deutlich nebeneinander in Assynt. Die Landschaft

gängen ermöglichte uns, aus dem engen Rahmen der Vergleichsobjekte herauszutreten, welcher durch den früheren Stand der Forschung gezogen war, und gestattete uns, die auf weit entlegenen Gebieten gemachten Beobachtungen zur Erklärung von Erscheinungen in Nord-Europa zu verwerten. Durch diese vergleichend-geographische Betrachtungsweise gelangten wir, ebenso wie bei unsern Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode (Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. XXIX, 1894, S. 109), zu bestimmten Schlussfolgerungen auf die geographischen Zustände früherer geologischer Zeiten. Das dies geschehen konnte, ist nicht die Folge irgend einer besonderen Kühnheit der Schlussfolgerungen, sondern beruht lediglich auf der sich täglich mehr und mehr erweiternden Kenntnis der Erde.

Das Problem der Entstehung des Torridon-Sandsteins ist nur eines der zahlreichen, welche der geologische Bau Nordwest-Schottlands darbietet. Seine Lösung ist hier durch Erörterung der Erscheinungen versucht worden, welche sich an seine untere Grenze knüpfen. Ein neues Problem knüpft sich an seine obere Grenze, durch welche er haarscharf und zwar diskordant vom Basisquarzite des Kambriums abgeschnitten wird. Während sich die untere Diskordanz in einer stark welligen Grenzfläche ausspricht, ist die obere mit einer nahezu ebenen verbunden. Sie schneidet die dicken Bänke des Torridon-Sandsteins schräg durch, ohne dass auch nur eine in den Quarzit hineinragte, am Südufer des Loch Assynt, am Beinn Gharb (Abbild. 1) und am Nordabfall des Quinag; am Loch Glencoul (Abbild. 3) zieht sie sich sogar bis an die Basis des Torridon-Sandsteins hinab, und nun grenzt der kambrische Quarzit unmittelbar an den Gneifs, von dem er 3 km weiter westwärts durch eine 500 m mächtige Gesteinssäule getrennt war. Er schneidet ihn ebenso oberflächlich ab, wie zuvor den Torridon-Sandstein; der Gesteinswechsel unter dem Quarzit ist von keinerlei Einfluss auf den Verlauf seiner Sohle. Dabei enthält er an letzterer keine Fragmente seines Liegenden: nirgends fand ich Gerölle von Gneifs oder Torridon-Sandstein an; lediglich solche von Quarz und Feldspat in Erbsen- bis Nussgrößte bilden hier das sogenannte Pebble bed. So ist es in Assynt, wo ich am Loch Assynt und am Loch Glencoul die Basis des kambrischen Quarzits sah, genau ebenso wieder am Loch Maree, wo ich am Abfall des Beinn a Mhuinnidh und Craig Roy (vgl. Abbild. 5) mehrfach die Hand auf die Grenze der beiden Sandsteinbildungen legen konnte.

Der Quarzit (q 1 und q 2 der Profile) hebt sich orographisch überall deutlich hervor; er bildet eine Steilwand über dem Torridon-Sandstein (t) bzw. Gneifs (Gn), die durch ihre helle Färbung weithin sichtbar ist. Dies ermöglichte, die geradlinige, den Torridon-Sandstein schräg

Der auffälligste Gegensatz zwischen dem Gesamtkomplex der schottischen und den Glarner Überschiebungen liegt jedenfalls darin, dass in Schottland die höchsten aufgeschobenen Massen, nämlich die Moine Schists, allem Anschein nach stark gefaltet sind, während in den Glarner Alpen die aufgeschobenen Verrucanomassen es nicht sind. Sie krönen in beinahe schwebender Lagerung die gefalteten Schiefer des Eocän, während man unter den Moine Schists im wesentlichen nur gestauten, höchstens untergeordnet gefalteten Schichten begegnet. Hier wie da trifft man auf grossartige mechanische Wirkungen der Aufschreibungen; längs der Aufschreibungsflächen sind die Gesteine gedehnt und gestreckt, ausgewalzt wie es Heim nennt, gemahlen nach der Bezeichnung von Lapworth. Mylonite finden sich in beiden Gebieten; während aber in Schottland die Mylonite lediglich Kontakt-Erscheinungen in zwei gegeneinander verschobenen Gesteinen sind, findet sich an der Grenze zwischen dem aufgeschobenen Verrucano und dem überschobenen Eocän ein Mylonit, welcher nicht aus beiden oder dem einen von beiden hervorgegangen ist. Das ist der Lochseitenkalk. Meilenweit sieht man ihn als weisses Band zwischen den prallen, roten oder grünen Wänden des Verrucano und den schwarzen Eocänschiefern. Im südlichen Überschiebungsgebiet trifft man statt seiner Malmkalke, welche südwärts rasch an Mächtigkeit zunehmen und sich hier mit Dogger vergesellschaften, der über ihnen auftritt. Sie lagern also verkehrt. Auch im nördlichen Überschiebungsgebiet vergesellschaftet sich am Bützistöckli mit dem Lochseitenkalk eine verkehrte Folge von Trias bis Malm. Wer die entsprechenden Profile im Segnes-Thal und am Bützistöckli unbefangen verfolgt, muss Heim beipflichten, wenn er den Lochseitenkalk als Äquivalent des verkehrt lagernden Jura-Komplexes im südlichen Faltengebiet ansieht, denn beide knüpfen sich an die Überschiebungsgrenze zwischen Verrucano und Eocän. Sobald man aber diese unabweisbare Äquivalenz eingesehen hat, wird man auch den Lochseitenkalk als Mylonit einer verkehrten Jurafolge betrachten müssen, so wie es Heim thut, wenn er ihn als „ausgewalzten“ Mittelschenkel einer bzw. zweier Falten erklärt. Einen solchen aber giebt es in Schottland nicht: im grösseren Teil des Überschiebungsgebiets fehlen überhaupt bedeutende Falten, und verkehrte Schichtlagerung kommt nur selten vor. Es sind sohin die Vorbereidungen für die Auswalzung verkehrter Schichtglieder nur ausnahmsweise gegeben; kein Wunder, wenn kein Äquivalent des Lochseitenkalkes vorhanden ist. Unverkennbar sind die grossen Glarner Überschiebungen durch gesteigerte Faltung hervorgegangen, während in den überschobenen Packeten unter den Moine-Schichten in Schottland die Faltung lediglich eine unbedeutende Begleiterscheinung der grossen Überschiebungen ist.

Inwieweit das Vorhandensein zweier von einander abfallender Überschiebungen, wie sie Heim für die Glarner Alpen annimmt, und das Auftreten ausschliesslich gleichsinniger Überschiebungen, wie sie in Schottland vorhanden sind, wirkliche Verschiedenheiten zwischen beiden Gebieten bedeutet, ist zum Teil gegenwärtig noch eine Frage der Auslegung des Thatbestandes. Marcel Bertrand hat den Versuch unternommen, die Gesamtheit der Phänomene in den Glarner Alpen durch Annahme einer einzigen grossen Faltenverwerfung zu erklären, welche von Süden her den Verrucano auf das Eocän schob. (Bull. Soc. géologique (3) XII, 1883/84, S. 318.) Er ging dabei aus von Ähnlichkeiten in der Struktur der nördlichen Schweizer Alpen mit dem frankobelgischen Kohlenbecken. Auch hier wird von Süden her älteres Gebirge auf jüngeres aufgeschoben. Dieses ist an den Grenzen der Überschiebung von einem Bruch durchsetzt, dessen Nordflügel gehoben ist. Einen solchen Bruch (*Cran de retour*) mutmaßt Bertrand nördlich der Glarner Alpen: er soll die Unterlage des überschobenen Eocän, also Kreide zum Vorschein bringen, und in der That treten nördlich des Glarner Überschiebungsgebietes am Walen-See Kreideketten auf.

Bertrand's Kombination hat in vielen Konsequenzen eine Bestätigung erfahren. Die von ihm verlangte Verknüpfung der Schichten des Glärnisch zu nordwärts überschobenen Falten ist, entgegen dem von Baltzer gemachten ursprünglichen Versuche, durch Beobachtungen an der Silbern erwiesen (Heim, Untersuchungen. S. 55). Die grossen Überschiebungen der Präalpen-Ketten, welche er mutmaßte, sind von H. Schardt (Origine des Préalpes romandes. Eclogae geologicae Helvetiae IV, 1893, S. 122) und Lugeon (La region de la brèche du Chablais. Bull. du service de la carte géologique Nr. 49. VII. S. 337) bestätigt worden. Der nahe liegende Einwand gegen seine Auffassung, dass man in den Glarner Alpen tatsächlich zwei von einander abfallende Überschiebungsflächen sieht, verliert an Kraft, sobald man die verbogenen Verschiebungsflächen Schottlands bemerkt, welche Sättel und Mulden beschreiben. Könnten nicht die beiden Heim'schen Überschiebungen vielleicht eine einzige sattelförmig aufgewölbte Schubfläche darstellen? Zu Gunsten von Bertrand spricht, dass der verkehrte Mittelschenkel nur im südlichen Überschiebungsgebiet vorhanden ist, während im nördlichen mit alleiniger Ausnahme des Bützistöckli nur Lochseitenkalk vorkommt. Das würde bestens mit der Annahme nur einer einzigen von Süden gekommenen Überschiebung stimmen; man hätte dann, da das Bützistöckli dem südlichen Überschiebungsgebiet nahe gelegen ist, eine konstante Abnahme des Mittelschenkels, so wie es die Theorie der Überschiebung mit Auswalzung verlangt. Endlich

fehlt in den Glarner Alpen die Stirn der beiden von Heim angenommenen Falten.

Ich habe die Tage, welche Heim's Exkursion im Herbst 1891 durch ungünstiges Wetter am Eindringen in das Hochgebirge gehindert war, an den Ufern des Walen-Sees benutzt, um nach dem von M. Bertrand gemutmaßsten Bruch, einem alpinen Cran de Retour, Umschau zu halten. Ich muß bekennen, daß ich keine Stelle gefunden habe, wo er zum Vorschein kommen sollte, denn die ganze Schichtfolge an beiden Ufern des Sees gehört sichtlich in das Hangende der nördlichen Aufschiebung. Die Analogie mit dem frankobelgischen Kohlenbecken tritt aber auch hervor, ohne einen Cran de Retour annehmen zu müssen. Im Becken von Lüttich und Bergen (Mons) hat man neben den großen Überschiebungen von Süden her auch eine solche von Norden aus. Diese geschehen längs der Schubflächen von St. Gilles, beziehentlich von Hornu. Wäre es nicht angemessener, die nördliche Glarner Schubfläche mit diesen letzterwähnten des frankobelgischen Kohlenbeckens zu vergleichen, anstatt einen hypothetischen Cran de Retour anzunehmen? Hierüber können nur Beobachtungen an den Glarner Schubflächen selbst Klarheit bringen. Wie man auf Gletscherschliffen Stoß- und Leeseite unterscheidet, so kann man auch, wie ich in Schottland lernte, auf großen Überschiebungsfächeln die Richtung der Bewegung feststellen. Leider hat sich mir seither keine Gelegenheit geboten, die gewonnenen Erfahrungen in den Glarner Alpen zu verwerten. Eine Höhenschichtenkarte der beiden dortigen Schubflächen, welche einer meiner Schüler, stud. phil. Machaček, nach dem geologisch kolorierten Blatt XIV der Dufour-Karte anfertigte, brachte kein Argument zu Gunsten der Bertrand'schen Hypothese. Sie zeigt die nördliche Überschiebung allenthalben durch einen 2 bis 3 km breiten Zwischenraum von der südlichen getrennt, sodaß über die Zugehörigkeit einzelner Vorkommnisse zur einen oder anderen kein Zweifel herrschen kann. Stets liegen die zugekehrten Ränder beider in verschiedener Höhe. Allerdings hält sich keine Seite konstant über der anderen; bald ist der Rand der südlichen Überschiebung höher, bald jener der nördlichen, und ihre Höhenunterschiede sind nicht beträchtlicher, als auf gleichen Entfernungen innerhalb der Überschiebungen angetroffen werden. Aber das Streichen beider Schubflächen ist in der Osthälfte des Gebiets verschieden. Während sie in der Westhälfte des Gebiets annähernd übereinstimmend nordöstlich verlaufen, streicht die nördliche Aufschiebung nordöstlich über das Weifstannen-Thal, während die südliche zwischen Saurenstock und Ringelspitz südöstlich, also nahezu im rechten Winkel zur nördlichen streicht. Das geht sowohl aus Heim's Karte, wie auch aus der Felszeichnung des Siegfried-Atlas hervor. Hiernach

sind beide Aufschiebungen nicht Ebenen, sondern verschieden konkave Flächen, welche einander beiderseits des Elm-Thals sehr nahe kommen, weiter östlich sich aber von einander entfernen. Vom Verlaufe der Thäler werden sie in keiner Weise beeinflusst. Namentlich behält die nördliche ihr Streichen im Linth-Thal bei, das sie schräg übersetzt; für die Annahme einer Grabenversenkung liegt hier nicht die mindeste Veranlassung vor.

Heim's Profile (Gebirgsbau, Tafel I. 2—7) lassen erkennen, dass beide Überschiebungen auch im Westen sich von einander entfernen. Beide verlaufen hier je in eine Falte. Hier auch ist in der Windgälle die Stirn der Faltenumbiegung vorhanden, die im Bereich der Doppel-falte fehlt, was angesichts der Phänomene an der Stirn der aufgeschobenen Massen in Schottland nicht Wunder nehmen kann. So stehen denn Bertrand's Auffassung, derzufolge eine bemerkenswerte Verschiedenheit zwischen den Glarner und den schottischen Überschiebungen entfallen würde, manche Schwierigkeiten entgegen. Fest steht aber, dass das Glarner Überschiebungsgebiet, möge es nun ein oder zwei Überschiebungen aufweisen, inmitten eines Faltungsgebirges vorkommt, während die schottischen in die Basis eines solchen gehören. Die überschobenen und aufgeschobenen Massen besitzen dabei in den Glarner Alpen grösstenteils die für Faltungsgebirge charakteristische Faciesverschiedenheit von den außerhalb des Gebirges auftretenden gleichalterigen Gebilden; die unter der Moine-Schubfläche zusammengestauten Massen haben dagegen die Schichtentwickelung des benachbarten ungestörten Gebiets. So lange freilich eine Gliederung der Moine-Schichten nicht durchgeführt ist, darf man dieser Differenz kein grosses Gewicht beilegen. Sie würde zu Recht bestehen, wenn sich die Moine-Schichten, wenigstens ihrer Hauptmasse nach, als ein ursprünglich zusammengehöriger Komplex, vielleicht als eine obere Abteilung des Archaischen herausstellen sollten; sie würde hingegen fallen, wenn sie sich als ein Produkt inniger Zermahlung verschiedener Gesteine, so z. B. vom Grundgebirgsgneis und von Torridonschichten erweisen sollten. Die Schwierigkeiten, auf welche die Abtrennung eingeklemmter torridonischer Schichten von den Moine Schists hier und da, z. B. in der Gegend von Loch Carron, stößt, sind in letzterer Hinsicht recht beachtenswert. Andererseits lässt sich nicht verkennen, dass die grosse Masse der Moine-Schichten doch einen recht einheitlichen Eindruck macht, so wie etwa die des Flysches. Wie letzterer auf die alpinen Faltungszonen beschränkt ist, treten die Moine-Schichten nicht aus dem alten Caledonischen Gebirge heraus. Das spricht zu Gunsten der Annahme, dass sie zur Gruppe jener Gesteine gehören, die am Ort eines späteren Faltungsgebirges

von vornherein in einer eigentümlichen Ausbildungsweise zur Ab-
lagerung kamen.

Empfiehlt es sich auch einige Differenzpunkte zwischen den Glarner und schottischen Überschiebungen, nämlich die Verschiedenheit ihres Materials und der Lage der Schubfläche, nicht so in den Vordergrund zu stellen, wie es nach dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse zu geschehen hätte, so bleiben doch Verschiedenheiten genug zwischen beiden Gebieten, die als durchaus gesicherte gelten können. In den Glarner Alpen erscheinen die Überschiebungen als Folge einer übermässigen Faltung innerhalb einer Faltungszone, in Schottland finden sie sich an der Grenze einer solchen; die hier zwischen ihnen auftretenden Andeutungen einer Faltung ordnen sich ihnen unter, gleichsam als ob hier und da die aufgeschobenen Massen während ihrer Zusammenstauung rudimentär gefaltet worden wären. Beide Fälle dürfen nicht verallgemeinert werden. Lag es auch nahe, unter dem Einfluss von Heim's überzeugenden Darlegungen im Anschluss an die Glarner Doppelfalte jede Überschiebung zunächst für eine zerrissene Falte zu deuten, so darf doch nunmehr weder ohne weiteres angenommen werden, dass schottische Strukturen allgemein verbreitet seien, wie Cadell¹⁾ annimmt, noch darf die Redaktion so weit gehen, dass alle Überschiebungen von den Falten losgelöst und allgemein als ein jüngeres Phänomen hingestellt werden, sowie es Rothpletz in seinen geotektonischen Problemen thut (S. 154). Es heisst vielmehr, jede Überschiebung ohne Voreingenommenheit prüfen, da ihr Verhältnis zu den Falten ein recht verschiedenes sein kann. Dies erhellt nicht nur aus dem Befunde der beiden verglichenen Überschiebungsgebiete, sondern namentlich auch aus den Experimenten über Schichtfaltung, welche in neuerer Zeit vorgenommen worden sind.

4. Experimentelle Ergebnisse über die Schubflächen in Faltungszonen.

Cadell konnte den Typus der schottischen Überschiebungen künstlich nachahmen, indem er horizontale Lagen von Sand, Formlehm und Gyps horizontal zusammenpresste. Ebenso hatte bei seinen schönen Untersuchungen über Seitendruck Ph. Forchheimer durch Zusammenpressen von Sand Überschiebungen vom Typus der schottischen er-

1) Experimental Researches in Mountain Building. Trans. R. Soc. of Edinb. XXXV. pt. 1. 1887 S. 58 (1889) S. 337 (348). Marcel Bertrand, (*Les Montagnes de l'Écosse. Revue générale des Sciences pures et appliquées* No. 23. 15. Déc. 1892) hat hiergegen bereits den Unterschied alpiner und schottischer Überschiebungen in der oben entwickelten Weise präzisiert. „*Ce ne sont pas les observateurs qu'il faut accuser, ce sont les montagnes qui ne sont pas les mêmes.*“

halten (Zeitschr. d. österr. Ingenieur- u. Architektenvereins Wien, XXXIV, 1882, S. 111; XXXV, 1883, S. 103. Neues Jahrbuch für Mineralogie 1893, I, S. 137). Beide Autoren zeigten, dass die in den zusammengepresften Massen entstandenen Schubflächen sich nach der Richtung, aus welcher der Druck kommt, also rückwärts senken, und dass auf ihnen Massen über unbewegte hinweggeschoben wurden. Da beide mit Sand experimentierten, könnte es erscheinen, als ob die hergestellten Schubflächen in ihrer Entstehung an unbiegssames Material geknüpft seien. Es ist daher sehr wichtig, dass Bailey Willis bei seinen ausgedehnten Experimenten über Schichtfaltung (XIIIth Ann. Rep. U. S. Geolog. Survey, 1891/92, Washington 1893, S. 211) Schubflächen auch in weichem und plastischem Material erhielt, wenn dieses unter genügender Belastung mit Schrot seitlich zusammengepresft wurde. Von seinen Versuchen ist in dieser Beziehung der J₁ genannte besonders lehrreich, und die auf Tafel 95 u. 96 dargestellten einzelnen Stadien der Zusammendrückung einer homogenen, weichen Schichtfolge gewähren einen vorzüglichen Einblick in den Mechanismus der Zusammenpressung weicher Schichten, unter welchen keine den Druck besonders fortleitet und schon eine besondere „Kompetenz“ für die Faltung besitzt. Zuerst entwickelte sich ganz wie bei den Versuchen von Cadell und den sehr elegant ausgeführten von Forchheimer im Innern der zusammengepresften Masse eine Schubfläche, welche rückwärts unter einem Winkel von durchschnittlich 40—50° einfiel und auf welcher die geschobenen Massen auf die ruhenden aufgeschoben wurden, also eine echte Überschubfläche. Bei fortgesetzter Kompression stellten sich neben dieser in größerer Entfernung von dem Herde des Druckes weitere parallele Überschubflächen ein. Zugleich entwickelten sich steilere Flächen mit entgegengesetzter Neigung (50—60°), auf welchen die bewegten Massen unter die ruhenden geschoben wurden. Sie seien daher Unterschubflächen genannt. Die rückwärtsgeneigten Überschub- und die vorwärtsgerichteten Unterschubflächen zerlegten die komprimierte Masse in eine Anzahl von parallelepipedischen und keilförmigen Stücken, von welchen die letzteren ihre Spitzen abwechselnd nach oben und unten richteten. Diese Parallelepipeda und Keile falteten sich bei fortgesetztem Zusammenschube oder schoben sich dermassen ineinander, dass die Überschubflächen verschwanden und die Unterschubflächen in steigender Entwicklung bestehen blieben. In ein und derselben komprimierten Masse entwickelte sich auf der einen Seite Faltung, während auf der andern eine Folge unterschobener Packete entstand. Unterschiebung und Faltung erscheinen also auch im Experimente als verschiedene Äusserungen ein und desselben Vorganges, was nach der Art ihres Zusammenvorkommens in der Natur bereits geschlossen werden müsste.

Die mit sehr verschiedenem Material angestellten Versuche von Cadell und Forchheimer einer- und Willis andererseits liefern übereinstimmend das Ergebnis, dass sich innerhalb einer seitlich zusammengeprefsten Schichtfolge Schubflächen entwickeln, gleichviel ob das Material unbiegsam oder biegsam ist. Nur darin giebt sich ein Einfluss der Beschaffenheit der Schichten zu erkennen, dass alle Versuche mit unbiegsamem Material Überschubflächen, die mit biegsamem auch Unterschubflächen lieferten. Die Entwicklung der letzteren ist insofern wichtig, als sie lehren, dass die bei Seitendruck entstehenden Schubflächen nicht immer gleichsinnig geneigt zu sein brauchen, sondern auch in entgegengesetzter Richtung fallen können, so wie man dies auch in zahlreichen genauer untersuchten Profilen in Faltungsgebirgen, z. B. in den von Heim veröffentlichten, wahrnehmen kann. So wichtig nun aber auch diese Schlussfolgerungen sind, so darf nicht aufser acht gelassen werden, dass die zum Experimentieren verwendeten Materialien denen der Erdkruste nicht entsprechen. Letztere besteht weder aus beweglichen Körnern, wie Sand, noch ist sie butterweich. Ihre oberen, der Beobachtung zugänglichen Schichten sind starr, das aber in der Tiefe bis zu einem gewissen Grade „weiche“, also biegsame Materialien lagern, ist infolge des in der Tiefe herrschenden hohen Druckes wahrscheinlich. Es können daher nur Experimente, welche mit heterogenem, oben starr und unten biegsamen Material ausgeführt werden, einen Einblick in die wirklichen Faltungsvorgänge gewähren.

Einschlägige Versuche sind von Cadell vorgenommen. Eine ganze Serie seiner Experimente ist derart ausgeführt worden, dass er Sand-, Lehm- und Gipsschichten über Wachstuch breitete, das mit ihnen zusammengeprefst wurde. Dabei warf es sich in steile Falten, während die hangenden Sand-, Lehm- und Gypsschichten gegeneinander auf Schubflächen bewegt wurden, die als Fortsetzung der darunter befindlichen Wachstuchsattel erschienen. Man hätte also in den oberen Krustenteilen Überschiebungen, in den tieferen Faltung. Das entspricht der allgemeinen Annahme und den bezüglichen Auseinandersetzungen Heim's. Für die Erklärung der grossen schottischen Überschiebung ist aber nicht der Gewinn gegeben, den Cadell von dem Experiment erwartet. Sie zeigen lediglich Überschiebungen über Faltung, aber sie lassen nicht erkennen, was unter der Faltung geschieht. Hier entstanden im Experiment Hohlräume, also Erscheinungen, die innerhalb einer latent plastischen Erdkruste undenkbar sind. Das als biegsame Schicht verwendete Wachstuch ließ eben keine Verschiebung seiner einzelnen Teile neben einander zu, wie sie die tiefgelegenen Teile der Erdkruste theoretisch erleiden können.

Über das Verhalten dieser tieferen Erdkruste giebt das Experiment J,

von Willis Auskunft. Er hatte in demselben über ganz weiche Schichten minder weiche, aber noch biegsame Schichten gebreitet, also eine Anordnung getroffen, wie sie der theoretisch gemutmaßten der tieferen Krustenteile entspricht. Indem er nun diese Schichten zusammenpresste, entstanden (Taf. 93 und 94) wiederum zuerst Schubflächen und zwar in den tiefsten, weichsten Schichten, zunächst bloß mit Überschüben, dann auch mit Unterschüben. Längs dieser Schubflächen staute sich das Material zusammen. Die hangenden, weniger weichen, aber doch noch gut biegsamen Schichten wölbten sich zu einem Sattel auf, welcher sich rückwärts, also der Druckrichtung entgegen, umlegte. Dabei verdickte sich der hangende Flügel, während sich der liegende auszog und schliefslich zerriss. Nunmehr glitt der Hangendflügel des umgefallenen Gewölbes über den Liegendflügel hinweg, der unter ihn eingeschoben wurde. Es bildete sich eine große Unterschiebung, welche also durch Auswalzung eines Sattelflügels — der, falls eine Mulde daneben entstanden wäre, die Lage des Mittelschenkels einer Falte gehabt haben würde — hervorgegangen ist. Sie entspricht also ganz dem Typus der Glarner Schubflächen mit ausgewalztem Mittelschenkel. Das unterste Material nahm an dieser Sattelbildung nicht teil. Trotz seiner Weichheit quoll es nicht, wie man es von einer plastischen Masse erwarten sollte, in das entstehende Gewölbe, sondern schob sich in dasselbe in Gestalt einzelner, scharf begrenzter Keile hinein, die sich anfänglich vornehmlich auf Überschubflächen, später aber, als der Sattel unterschoben wurde, auf Unterschubflächen bewegten.

Die Wichtigkeit dieses Experiments ist nicht hoch genug zu schätzen. Es lehrt, dass bei Kompression eines mit der Tiefe an Weichheit zunehmenden Schichtkomplexes in den untersten, weichsten Materialien, die bei wenig mehr als Zimmerwärme, nämlich $+21^{\circ}\text{C}$, weich wie Butter waren, sich Schubflächen entwickeln konnten, während sich die hangenden, minder weichen Materialien falteten. Schubflächen sind sohin keineswegs an das Hangende von Falten geknüpft, sondern können auch in deren Liegendem entstehen, und zwar in Materialien, deren Beschaffenheit der von latent plastischen Krustenteile entspricht. Dies war nach unsren bisherigen Anschauungen nicht zu erwarten. Nach Heim's diesbezüglichen Auseinandersetzungen formen sich die latent plastischen Massen der Tiefe unter Druck bruchlos um (Mechanismus Bd. II) und werden nicht von Verwerfungen betroffen. Nach den Untersuchungen von Willis ist diese Theorie nicht mehr haltbar, wir müssen für latent plastische Massen der Tiefe die Möglichkeit der Entstehung von echten Schubflächen in das Auge fassen, welche nicht mit der Auswalzung von Schichtgliedern verbunden sind, sondern zu einer ähnlichen Aufstauung von einzelnen Schollen führen, wie sie in

zusammengepresstem Sand und in Nordwest-Schottland entgegentritt. Diese Schubflächen sind ganz anderer Art als jene, welche sich durch Auszerrung von einzelnen Sattelstücken entwickeln, und welche mit Umkehrungen der normalen Schichtfolge verknüpft sind. Das Experiment von Willis zeigt letzteren Typus der Aufschiebungen in höherem Niveau als die einfachen Schollenaufschiebungen. Die zweite Serie von Cadell's Experimenten endlich zeigt über diesem Niveau der Falten noch ein zweites Niveau der Schollenverschiebungen. Man erhält sohin durch Kombinierung der Ergebnisse beider Forscher folgende Anordnung der Druckwirkungen in einer seitlich zusammengepressten Schichtfolge, welche von oben nach unten eine ähnliche Zunahme der Plastizität aufweist, wie sie der Theorie nach die Erdkruste haben soll: 1. zuoberst ein Niveau von Überschiebungen ohne Auswalzungen, welche sich an die Fortsetzung der tiefer liegenden Falten knüpfen, die Firstschübe; 2. darunter ein Niveau der Faltung mit Faltenverwerfungen, kenntlich durch Auswalzungen und Umkehrungen der Schichtfolge, die Faltenschübe; 3. zuunterst in vollkommen plastischem Material ein Niveau mit primären Überschiebungen ohne Auswalzungen und Schichtumkehrungen, die nach oben mit Falten in Verbindung treten, die Sohlenschübe.

Wir erkennen sohin in einem Vertikalschnitt einer Faltungszone drei verschiedene Stockwerke, deren Entwicklung bedingt ist durch die Stärke der Kompression und die Faltbarkeit des Materials. Sie dürften daher nicht überall vorhanden sein. Die Firstschübe werden dort fehlen, wo sehr flache Falten vorhanden sind; das Faltungsniveau kann entfallen, wenn sehr feste Gesteine in ihm auftreten. Bei geringer Kompression dürften auch die Faltenschübe aussetzen, namentlich wenn eine höhere leicht faltbare Schicht vorhanden ist, welche auch die von Willis festgestellten örtlichen Vorbedingungen für die Entstehung von Falten enthält. Nur in stark zusammengepressten Zonen dürfen wir die drei Stockwerke verschiedener Schubflächen übereinander erwarten, von denen die unteren und oberen Ähnlichkeit besitzen. Es muss sich nun fragen, ob die drei Niveaus auch in zusammengepressten Teilen der Erdkruste vorhanden sind.

Der First einer Faltungszone kann nur dort erwartet werden, wo die Erosion nicht wirksam werden konnte, die ihrerseits die Falten erst zum Vorschein bringt, kurz an Stellen, wo die Faltungszone sozusagen nur zu erraten ist. Man muss sich daher zunächst darüber ins Reine kommen, wie die Oberfläche einer solchen intakten Faltungszone aussehen dürfte. Hierüber können nur Experimente Aufschluss geben, und zwar solche mit bröckligem Material, da die Materialien der Erdkruste erfahrungsgemäß nicht Festigkeit genug besitzen, um Bögen von

gröfserer Spannweite oder Vorsprünge von gröfserem Umfang zu bilden. Sobald die Spannweite gröfser als das Mindestmafs wird, treten Zusammenbrüche auf. Die obersten Krustenschichten verhalten sich daher ähnlich wie trockener Sand, der auch nur Hohlräume von bestimmten Grenzen bilden kann; die Zusammenpressung von Sandschichten liefert daher eine Vorstellung von den Oberflächenformen des Firstes eines intakten Faltengebirges. Hier sind Forchheimer's Experimente zu Rate zu ziehen. Seine Angaben über die Oberflächenformen des zusammengepresften Sandes beschränken sich auf die Bemerkung, dass sich in trockenem Sand die Oberfläche nur wellt, während in seinem Innern die schon erwähnten Gleitflächen entstehen. Seine Zeichnungen zeigen denn auch ganz allgemein flachwellige Oberflächen des komprimierten Sandes bei starken Knickungen in seinem Innern. (Zeitschr. des österr. Ingenieur- und Arch.-Vereins, 1882, Taf. XXXIV, Abbild. 29—31; 1883, Taf. XXII, Abbild. 15—17.) Aber auch die Experimente von Willis, die mit plastischem Material unter Druck von Schrot ange stellt wurden, lassen auf das deutlichste erkennen, dass die Oberfläche der zusammengepresften Schichten nicht im mindesten die Stauungen ihres Innern spiegelt. Es kann in dieser Hinsicht auf nahezu alle Abbildungen späterer Kompressionsstadien verwiesen werden, insbesondere seien Tafeln 90 e—k, 91 h—i, 92 l, 93 g—k (= 94 a—c), 95 d—h genannt. Wie dürftig nun auch dieses Vergleichsmaterial ist, so lässt sich doch bereits erkennen, dass die intakte Oberfläche einer Faltungszone die Kompliziertheit von deren Bau nicht spiegelt, ja es muss sogar als wahrscheinlich gelten, dass sie nur sanft gewölbte Schwellen und Senken zeigt, während das Innere die mannigfaltigsten Stauchungen aufweist, mit anderen Worten, dass sie nicht als Faltungsgebirge erscheint. Eine Wiederaufnahme der Forchheimer'schen Experimente verspricht in dieser Hinsicht eine wichtige Bereicherung unserer geomorphologischen Ansichten. Jedenfalls ist aber dringend geboten, streng zwischen dem morphologischen Begriff des Faltungsgebirges und dem tektonischen der Faltungszone zu scheiden.

Wo nun finden sich Verhältnisse, die auf eine in der Tiefe versteckte Faltungszone schließen lassen könnten? Mir scheint im norddeutschen Flachland. Man begegnet hier dem Wechsel von Schwellen und Senken, der erwartet werden muss, man trifft in geringer Tiefe auf einen außerordentlich verwickelten Schichtbau, der in seinen Einzelheiten schwer zu entziffern ist, sodass man ihn vielfach als Schubwirkung der grofsen eiszeitlichen Vergletscherung hingestellt hat. Aber vergebens sucht man in den Alpen, die doch gleichfalls unter tiefer Eisdecke begraben gewesen sind und in ihren Thälern mindestens ebenso mächtige Gletscher geborgen haben, nach ähnlichen Werken

des Gletscherschubes; man kennt sie auch nicht aus Skandinavien dem Centrum der nordischen Vereisung. Es liegt daher nahe, mit v. Koenen nach einem tektonischen Ursprung dieser Störungen zu suchen, die vielfach den Charakter von Überschiebungen tragen, und sie insgesamt als Firstschübe einer in der Tiefe lagernden Faltenzone anzusehen.

Das zweite Tiefenniveau der zusammengepresften, erdkrustenähnlich biegsamen Schicht, das der Faltung, liegt in den meisten grossen Faltungsgebirgen zu Tage, nicht ursprünglich, sondern infolge der Denudation, welche das Ganze erfahren hat. Hier trifft man stehende und liegende Falten, aus beiden entwickeln sich Schubflächen, aus den ersten durch Zerreissung der Sättel, wie in den Appalachien, aus den letzteren durch Auswalzung der Mittelschenkel, wie in den Alpen. Die grosse Glarner Doppelfalte gehört in dieses Niveau der Faltenschübe.

Das dritte Tiefenniveau der zusammengepresften Masse erscheint uns durch die schottischen Überschiebungen repräsentiert. Wir vermögen Cadell nicht beizupflichten, wenn er sie in das Hangende von tiefliegenden Falten verweist. Diese Anschauung war so lange vollberechtigt, als man eine bruchlose Umformung tiefgelegener Massen annahm. Nachdem aber die Experimente von Willis gelehrt haben, dass auch in plastischen, selbst weichen Massen Schübe auftreten können, muss es sich auch fragen, ob wir es nicht mit Schubflächen aus der Sohle der Faltung zu thun haben, und diese Frage beantwortet sich sofort: Es gehören tatsächlich die schottischen Schubflächen in das Liegende des Caledonischen Faltungsgebirges, denn sie werden von letzterem bedeckt. Sie sind nicht die Firstschübe eines solchen, wie wahrscheinlich die zahlreichen Überschiebungen älterer Gesteine auf das Diluvium Nord-Deutschlands, — dagegen spricht schon der Umstand, dass sie fast durch die ganze paläozoische, mesozoische und känozoische Ära als Glied des nordischen Landes der Abtragung unterworfen waren, — sondern sie sind Sohlenschübe.

Wir vermögen sohin Repräsentanten der drei verschiedenen Schubstockwerke im Vertikalschnitt einer künstlich gefalteten Masse von krustenähnlicher Biegsamkeit auf der Erdoberfläche wiederzuerkennen. Es könnte dies ein Spiel des Zufalls sein, die Analogien könnten oberflächliche sein. Wir müssen daher untersuchen, ob ihnen nicht wesentliche Differenzpunkte gegenüberstehen. Ein solcher fällt sofort auf. Die Schubflächen der Basis des Modells J von Willis, das uns bei unserer Betrachtung leitete, tragen schliesslich grösstenteils den Typus von Unterschüben; in Schottland herrschen Überschübe. Demgegenüber ist nicht außer acht zu lassen, dass Überschübe und Unterschübe, so verschiedener Entstehung sie auch sind, in ihrer Erscheinung übereinstimmen. Ob eine Schicht über die andere oder diese unter

sie geschoben ist, äusserst sich nicht in Lagerungsverhältnissen beider. Man könnte ebensowohl die schottischen Schubflächen darauf zurückführen, dass das hebridische Gebiet unter das Caledonische Gebirge geschoben wäre, wie darauf, dass letzteres auf sie hinauf gepresst ist. Das ist eine Sache der Erklärung, keine solche der Lagerungsverhältnisse. Solange nicht bestimmte Beweise dafür vorgebracht werden, dass in Schottland Überschiebungen vorliegen, ist der erwähnte Unterschied mehr eine Folge des gewählten Ausdrucks als ein solcher that-sächlicher Natur. Aber auch dann, wenn sich in Schottland wirklich echte Überschiebungen herausstellen sollten, wäre dem Unterschied keine grosse Bedeutung zuzulegen. Verfolgt man nämlich die Entwicklung des Modells J in allen seinen einzelnen Stadien, so sieht man so lange nur Überschubflächen, als der aufgewölbte Sattel symmetrisch ist; sobald er beginnt, sich auf seiner Rückseite zu schwächen (Stadium f), entwickelt sich die erste Unterschubfläche, und je mehr er sich rückwärts umbiegt, desto mehr Unterschübe entstehen. Die Entwicklung der Unterschübe steht zur Richtung des Umfallens vom Sattel in sichtlicher Beziehung. Diese Umfallrichtung aber erklärt sich, wie folgt: Die Zusammenpressung wurde unter starker Belastung mit Schrotkörnern vorgenommen. In diese drängte sich der entstehende Sattel hinein. Zugleich wurde er in ihr bei fortschreitender Zusammenpressung der Schichten vorwärts geschoben: Dabei musste er durch den Seitendruck des Schrotes, den er zu überwinden hatte, notwendigerweise nach rückwärts umgeworfen werden. Bei der Faltung der Erdkruste haben die sich entwickelnden Sättel keinen solchen Seitendruck zu überwinden; es besteht für sie nicht die Nötigung, rückwärts umzufallen, und damit dürfte auch nach der beobachteten Abhängigkeit der Unterschubflächen von der Richtung des Umfallens des Sattels die Notwendigkeit der Entwicklung von Unterschubflächen in tieferen Krustenteilen entfallen. Es besteht sohin keine Veranlassung, in dem Vorhandensein von Unterschüben im Modell J von Willis Bedenken gegen die Anwendung dieses Versuchs auf die Erklärung der schottischen Überschiebungen zu finden.

Größere Bedenken könnten aus der Art des Experiments erwachsen. Es wird eine Schichtfolge über einer starren Sohle zusammengeschoben. Das sind andere Vorbedingungen, als man sie in der Erdkruste erwarten möchte, die dem sich zusammenziehenden Kerne folgen soll. Ihre Bewegungen sind vergleichbar mit der einer Schicht, welche über eine sich kontrahierende Unterlage gebreitet ist. Einschlägige Versuche stellten Alphonse Favre (Archives des Sciences phys. et nat. Genève, 1878, No. 246), Hans Schardt (Bull. Soc. Vaud. Scienc. Nat. XX, 1884, S. 143) und Cadell in der dritten Folge seiner Experimente

an. Sie legten Lehm- bzw. Sandschichten über eine ausgedehnte Kautschukunterlage, die sich allmählich zusammenzog. Die Ergebnisse aller dieser Experimente können aber zur Entscheidung der Frage nach der Kompression der Erdkruste nichts beitragen, da sie eine Aufblätterung der zusammengepressten Schichten zuließen, die unter dem Zuge der Schwere bei den Festigkeitsverhältnissen der Erdkruste in dieser nicht möglich ist.

Aber hiervon abgesehen, muss es sich auch sonst fragen, ob die zuletzt angeführten Experimente wirklich den natürlichen Verhältnissen entsprechen. Sie nehmen zur Voraussetzung, dass die Krustenfaltung eine direkte Folge der Kontraktion des Erdinnern sei. Sie stehen auf dem Boden einer bestimmten Hypothese. Aber gerade ihre nächstliegende Konsequenz, welche die Experimente zur Voraussetzung nehmen, fehlt in der Natur. Die Erdkruste faltet sich nicht allenthalben, wie über einem schwindenden Kerne zu erwarten, sondern thut es nur in gewissen Zonen, welche durch weite faltungslose Gebiete von einander getrennt werden. Wir sehen starre Teile der Erdkruste, zwischen welchen sich Kompressionszonen einschalten, ganz ebenso wie bei jenen Experimenten, welche die Schichtfaltung durch Zusammenpressen von Lagen verschiedener Materialien zwischen festen Backen nachahmt. Die Experimente von Willis beruhen daher gleich den alten von Sir James Hall betreffs der Seitenwände, welche die Kompression bewirken, durchaus auf natürlichen Voraussetzungen. Es fragt sich nur, wie es sich mit der festen Sohle verhält, auf welcher die Zusammenpressung vorgenommen wird.

Die Erörterung dieser Frage kann nur durch eine Untersuchung der Tiefe der Faltungsvorgänge gefördert werden. Ist es die ganze, über dem schwindenden Kerne befindliche Kruste, die sich faltet, oder beschränkt sich die Faltung auf gewisse oberflächliche Partien? Sobald letzteres augenommen werden muss, müssen unter den sich falgenden Schichten stabile angenommen werden, welche gleichsam die feste Sohle für die Faltung bilden, genau so wie bei den Experimenten von Willis, sowie denen von Sir James Hall, Pfaff und anderen.

Es dürften sich zur Zeit kaum einschlägige Beobachtungen aus der Struktur der Erdkruste ins Feld führen lassen, und damit ist der Spekulation ein weites Feld eröffnet. Deswegen braucht sie aber nicht den gesicherten Boden zu verlassen. In der That bietet sich ein Weg, durch Diskussionen beobachteter Thatsachen der Frage näher zu treten. Sie liegen in den Kompressions-Erscheinungen der Kruste. Zwar deutet nicht jede Faltenstruktur unbedingt auf Raumminderung — in Abbildung 8 sind z. B. Falten dargestellt, welche bei gleicher in der Horizontalen gemessenen Länge und Breite das gleiche

Volumen enthalten wie die darunter befindlichen horizontalen Schichten —, so weist doch jede mit Schubflächen verknüpfte Faltung auf eine seitliche Zusammendrückung. Nun weicht das spezifische Gewicht der Gesteine in den zusammengepresften Zonen nicht beträchtlich von dem derselben Gesteine in den stabilen Gebieten ab, sie sind also nicht merklich verdichtet worden, d. h. sie haben keine Volumsminderung erfahren. Daher müssen die seitlich zusammengepresften Krustenteile das an Dicke gewonnen, was sie an horizontaler Ausdehnung verloren haben. Sie müssen sich, wie man es in den Faltengebirgen tatsächlich sieht, über ihre Umgebung erhoben haben. Das Maß ihrer Erhebung ist proportional der Mächtigkeit der Schicht, in welcher die Faltung stattfand, und deren Intensität. Dies erhellt aus folgendem:

Sei A_1 das Areal einer Schicht vor, A_2 jenes nach der Faltung, sei ferner H_1 die Mächtigkeit des gefalteten Komplexes vor, H_2 die nach der Faltung, so ist

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{H_2}{H_1}.$$

Die Mächtigkeitszunahme des Komplexes $H_2 - H_1$ ergibt sich aus der Proportion

$$\frac{H_2 - H_1}{H_2} = \frac{A_1 - A_2}{A_1}$$

Sie kann nach oben und unten hin erfolgen. Geschieht sie gleichmäßig nach beiden Richtungen, so ist die mittlere Erhebung des Komplexes über seine Umgebung

$$D = \frac{H_2 - H_1}{2} = \frac{A_1 - A_2}{A_1} \cdot \frac{H_2}{2}, \quad \text{und} \quad H_2 = \frac{2D \cdot A_1}{A_1 - A_2}.$$

Von den Gliedern der letzten Gleichung können die rechtsseitigen durch Beobachtungen bestimmt werden. Es kann H_2 , die Tiefe, bis zu welcher die Faltung unter die mittlere Höhe der nichtdenudierten Faltungszone herabreicht, berechnet werden. Allerdings stößt die Ermittelung des Areals (A_1), welches die Schichten vor der Faltung einnahmen, auf nicht geringe Schwierigkeiten. Es muss die gefaltete Schicht ausgeplättet werden, wobei nicht bloß die Zerrung und Stauung, die sie in den einzelnen Falten erlitt, eliminiert werden müssen, sondern auch Stücke, die der Erosion anheimgefallen sind, wieder zu ergänzen sind. Das Endergebnis ist daher stets in ziemlich weiten Grenzen unsicher. Nicht minder schwierig ist die Ermittlung der Höhe, um welche die gefaltete Masse ihre Umgebung überragt, weil dabei die denudierten, also fehlenden Massen in Berücksichtigung gezogen werden müssen. Thatsächlich wissen wir denn auch nur sehr wenig von den Kompressionsbeträgen der Faltungsgebirge und fast noch weniger von ihrer

ursprünglichen Höhe. Für die Glarner Alpen im Reuss-Thal hat Heim eine Verengerung von 78,2 auf 45 km nachzuweisen gesucht, während Rothpletz für die nördlichen Kalkalpen eine solche von 74,5 auf 52 km berechnete¹⁾). Die mittlere Höhe der restaurierten Alpenfalten über ihre Umgebung dürfte im ersteren Falle zu 3, im letzteren zu 2 km zu veranschlagen sein. Darnach ergäbe sich eine Dicke der zusammengestaunten Schicht von 14 bzw. 9 km. Der Schweizer Jura ist, gleichfalls nach Heim, im Profil von Genf von 22 auf 17 km, in jenem von Biel von 29 auf 24 km verengt worden. Seine restaurierte mittlere Höhe über seiner Umgebung beträgt weniger als 1 km. Darnach würden die zusammengestaunten Massen höchstens 9–12 km Dicke haben. Da nun keineswegs wahrscheinlich ist, dass die Verdickung, so wie wir annahmen, gleichmäßig nach oben und unten hin erfolgte, sondern in die Luft hinein gewifs leichter erfolgen konnte, als nach dem Erdinnern hin, wo Massen zu verdrängen sind, so sind die von uns berechneten Werte über die Dicke der zusammengestaunten Massen durchweg maximale, und wir erkennen, dass eine so heftige Faltung, wie die am nördlichen Alpenrand, auf die obersten Krustenschichten beschränkt ist. Ihre Tiefe ist eine Grösse ähnlicher Ordnung wie die Höhe des höchsten Berges oder der grössten Meerestiefe; sie macht nur einige Tausendstel des Erdradius aus. Wir müssen also Pfaff beipflichten, wenn er nach einer ähnlichen Argumentation (Der Mechanismus der Gebirgsbildung. 1880, S. 86) die Faltung als ein oberflächliches Phänomen bezeichnet.

Wie man sich nun auch die unter den Alpenfalten liegenden Massen denken mag, eines ist klar, dass sie nicht mehr von der alpinen Faltung ergriffen sein können, weil sie sonst verdickt worden wären und das Gebirge weit höher wäre. Sie spielen daher die Rolle einer Faltungssohle, ähnlich der bei den Experimenten von Willis, und das vom letzteren gewählte Verhältnis der Breite und Dicke der zu faltenden Schichten (100:8) entspricht ungefähr alpinen Verhältnissen. Seine Versuche sind daher auch nach dieser Richtung hin unter Umständen ausgeführt, welche den wirklichen entsprechen; seine Ergebnisse dürfen daher nach den verschiedensten Seiten zur Deutung natürlicher Verhältnisse herangezogen werden, so z. B. auch zur Erklärung von Einzelheiten im horizontalen Verlaufe der Faltungszonen.

¹⁾ Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen. 1894. S. 201. Hier wird die Verengerung der Ost-Alpen zu 49,5 km, nämlich von 271,5 km auf 222 km angegeben. Dieser Betrag ist beträchtlich zu klein, da das Profil von Rothpletz neben den centralalpinen Überschiebungen der Brenner-Gegend vorbeiführt, welche einen sehr stattlichen Zusammenschub verraten, zu dessen Ausscheidung als präalpin keine zwingende Veranlassung vorliegt.

Die Analogie zwischen künstlich, über einer festen Sohle gefalteten Schichten mit den Faltungszonen der Erdkruste ist in dieser Hinsicht sehr auffällig. In der Natur sind als Glieder einer Faltungszone zu unterscheiden: eine starre Scholle, eine Hauptfaltungszone und eine Austönungszone. Im Experiment hat man den starren Stempel, unmittelbar vor ihm wölbt sich das zusammengepresste Material auf, in einiger Entfernung tönt sich die Faltung aus. Der Umstand, dass in den Hauptfaltungszonen die Falten bald nach der starren Scholle hin, bald von dieser weggeneigt sind (Morphologie II, S. 373), findet bei den Experimenten sein Seitenstück in den vorwärts und rückwärts geneigten Schubflächen, sowie in vorwärts und rückwärts umgelegten, also überschobenen und unterschobenen Falten. Nach den vorliegenden Versuchen zu urteilen, scheint die Beschaffenheit des zusammengepressten Materials in dieser Hinsicht eine gewisse Rolle zu spielen; mit Sand experimentierend, erhielt Forchheimer Überschübe, Willis erhielt mit weichen Massen vornehmlich Unterschübe. Weiter dürfte das Höhenverhältnis zwischen dem Stempel und dem aufgepresften Material eine wichtige Rolle spielen, sobald letztes über jenen hinaus wächst, fällt es regelmässig rückwärts über. Auch die Neigung der Druckfläche zur Druckrichtung scheint nicht belanglos zu sein. Bei einem Versuch Forchheimer's, bei welchem die Druckfläche unter den zu komprimierenden Sand einfiel, entwickelten sich Anzeichen einer Unterschiebung (a. a. O. 1883, Abbild. 18). Hier bietet sich noch ein weites Feld für Experimente, durch welche auch der Einfluss festzustellen bleibt, den eine schräg zur Druckrichtung streichende Druckfläche auf die Kompression ausübt.

Nach einer Richtung aber bleibt ein grosser Unterschied zwischen den Experimenten und der Natur. Bei den künstlichen Versuchen befindet man sich auf einer Horizontalebene; meist wird die Oberfläche der zu faltenden Schichten horizontal angenommen, und in der Horizontalen wirkt der Zusammenschub. In Wirklichkeit spielen sich die Faltungsvorgänge in einer Kugelschale ab, und das muss zu bestimmten Abweichungen von den Experimenten führen. Eine Eigentümlichkeit der Faltung der Erdkruste hängt sichtlich mit der Kugelgestalt der Erdoberfläche zusammen, nämlich der bogenförmige Verlauf ihrer Zonen. Ich habe in einer Tabelle (Morphologie II, S. 405) einschlägige Daten zusammengestellt, aus denen ersichtlich wird, dass zahlreiche grosse Faltungsgebirge ziemlich genau Kreisbögen beschreiben; dies würde auf ebene Druckflächen weisen, welche zur Erdoberfläche geneigt sind, letztere also in Kreisen schneiden und Kalotten der Kugel begrenzen. Die Entstehung solcher Druckflächen könnte man sich nach den Experimenten von Willis als Folgen von Druck in der Schale

vorstellen; sie wären zu vergleichen mit den ersten Schubflächen in zusammengepresften Materialien.

Wir wurden zur vorstehenden Untersuchung über die Anwendbarkeit von Experimenten zur Erklärung von Faltungsvorgängen durch die grossen schottischen Überschiebungen geführt, welche, wie wir erkannten, von den alpinen gänzlich abweichen. Eine vergleichend geographische Betrachtungsweise trägt zur Aufhellung des Problems nicht viel bei, da nur wenige Stellen der Erdoberfläche so genau bekannt sind, um zum Vergleich herangezogen werden zu können. Wir mussten daher die Ergebnisse experimenteller Forschung zu Rate ziehen. Wir erkannten die Möglichkeit, sie zu verwerten, und verglichen nunmehr die Umstände, unter welchen die Versuche angestellt wurden mit den natürlichen Verhältnissen. Das Ergebnis berechtigt uns, den schottischen Überschiebungen einen bestimmten Platz im Gebäude eines Faltungsgebirges anzugeben. Wir können sie als Sohle eines Gebirges deuten; die Falten sind bis auf einen dünnen Schleier abgetragen, in dessen Lücken man auf die Sohle herabsieht. Die Verschiedenheit im Aufbau von Nord-Schottland und den Alpen führt sich hiernach darauf zurück, dass wir zwei verschiedene Glieder der Denudationsreihe von Faltungsgebirgen vor uns haben. Das ältere Gebirge, das schon vor der Devonperiode gefaltet war, ist tiefer abgetragen, als das jüngere, erst nach der Miocänepocha vollendete. Nur in diesem Sinn vermögen wir Marcel Bertrand beizupflichten, wenn er in seinem Bericht über die schottischen Gebirge (*Revue générale des Sciences pures et appliquées*. Nr. 23, 15 déc. 1892) den Gegensatz zwischen beiden Gebirgen auf die Verschiedenheiten ihres Alters zurückführt.

Die Würdigung der Einzelheiten und grossen Züge im Aufbau Nord-Schottlands führte uns zur Erörterung zweier geomorphologischer Probleme, nämlich der Verschüttung, und des ungleich wichtigeren, der Struktur von Gebirgen. Das Alter der einschlägigen Phänomene verlieh der Betrachtung besonderen Reiz, wir lernten ein vorpaläozoisches Land und ein uraltes Faltengebirge kennen, das bis auf seine Sohle hinab entblößt ist. Beides geschah an der Hand der Entdeckungen der schottischen Geologen, denen vorbehalten war, das grosse Geheimnis der Hochlande zu lösen. Dies verdient besondere Hervorhebung; denn wenn auch der vom Atlantik bespülte äußerste Norden Großbritanniens gröfsere Aufschlüsse über die Struktur der Erdkunde darbietet, als sonst, wenn namentlich die Natur diese Aufschlüsse nicht wie so häufig unter einem freundlichen Pflanzenkleid oder massenhaften Gebirgsschutt verhüllte, so bedurfte es doch anhaltender Arbeit, um diese Aufschlüsse erkennen zu lernen. So grossartig das

ist, was die Natur Nordwest-Schottlands offenbart, so grosartig auch das, was hier geleistet wurde, um sie zu verstehen. Jedes Flecklein Erde ist einzeln abgegangen, bis in die kleinsten Einzelheiten sind die Lagerungsverhältnisse festgestellt, sodass sich deren Deutung auf einen wirklich erschöpfenden Beobachtungsschatz stützt. Die Aufnahmen der Hochlands-Geologen sind ein unverwelkliches Ruhmesblatt in der Geschichte der Geologie jenes Landes, das einen Hutton und einen Pflayfair, einen Lyell und einen Murchison der Erdkunde gegeben. Möchte diese grosse schöne Leistung recht bald gekrönt erscheinen durch eine eingehende Beschreibung und die Drucklegung der bisher nur in Handkolorit herausgegebenen geologischen Karten des Gebiets!

Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde z. Berlin, Bd. XXXII, 1897.

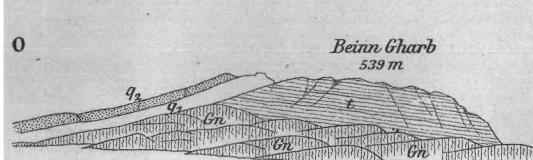


Abbildung 1.

Südufer vom Loch Assynt.

Der Torridonsandstein überlagert diskordant den alten Gneiss, welcher Hügel bildend, unter ihm hervortritt; beide werden vom kambrischen Quarzite schräge abgeschnitten. Die zwischen die Quarzit- und Sandsteinschichten eingepressten Eruptivmassen sind weggelassen.

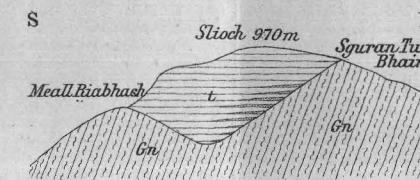


Abbildung 2.

Ansicht des Slioch von Osten.

Zwischen die Bänke des Torridonsandsteins schalten sich von Norden her Breccienlagen.

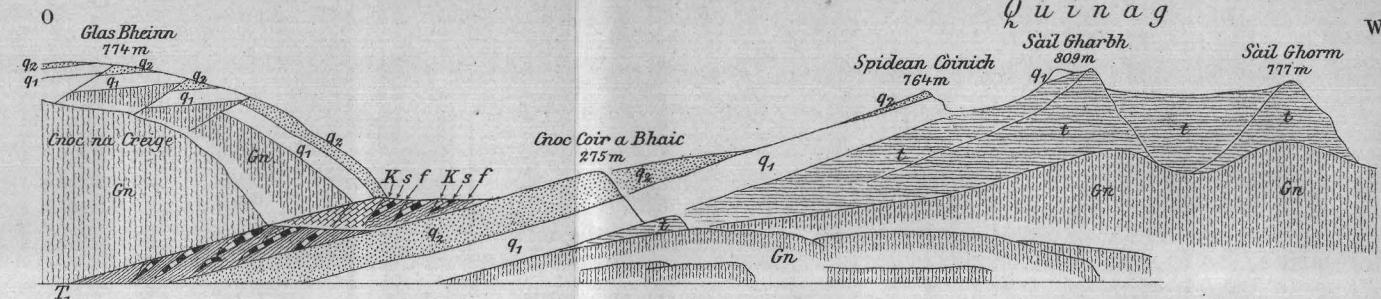


Abbildung 3.

Der Torridonsandstein (*t*) überlagert zwischen dem Sàil Gharb und Sàil Ghorm diskordant den alten Gneiss (*Gn*). Beide werden am Cnoc Coir a Bhaic diskordant vom kambrischen Quarzite überlagert. Ueber diesem sind Fucoidenschiefere (*f*), Salterellaquartzit (*s*) und kambrischer Kalk packetweise zusammengeschoben, so wie es im Vordergrunde unter dem Cnoc na Creige getreu nach der Natur, unter dem Glas Bheinn schematisch dargestellt ist. Darüber ist im Cnoc na Creige und am Glas Bheinn der alte Gneiss längs der Glencoul-Schubfläche *T*₁ aufgeschoben. Am Glas Bheinn wird seine Stirn von einem Vorhang kambrischer Schichten bedeckt.

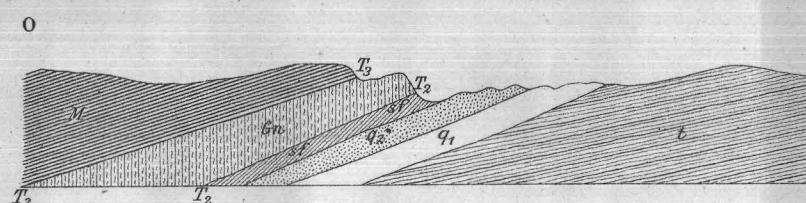


Abbildung 4.

Ansicht des Südufers vom Loch Broom.

Der Torridonsandstein (*t*) wird diskordant vom kambrischen Quarzite (*q*₁) überlagert. Dieser wird samt den hängenden Fucoidenschiefern (*f*) und Salterellaquartziten (*s*) vom Gneiss (*Gn*) überlagert, der längs der Ben More Thrustplane (*T*₂) aufgeschoben ist. Auf ihn sind die Moine-Schichten längs der Moine-Thrustplane (*T*₃) aufgeschoben.

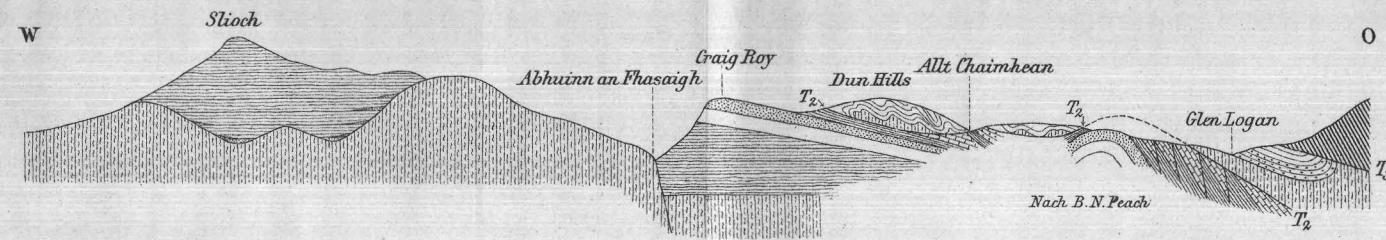


Abbildung 5.

Profil am linken Ufer des Loch Maree nach B. N. Peach.

Der Torridonsandstein überlagert am Slioch diskordant den Gneiss und wird am Craig Roy diskordant vom kambrischen Quarzite abgeschnitten. Längs der Ben More Thrustplane ist die gefaltete Masse von Gneiss, Torridonsandstein und Quarzit der Dun Hills aufgeschoben, sowie der Loganstein im Glen Logan. Diesem sind die Moineschichten auf der Moine-Thrustplane (*T*₃) aufgeschoben.

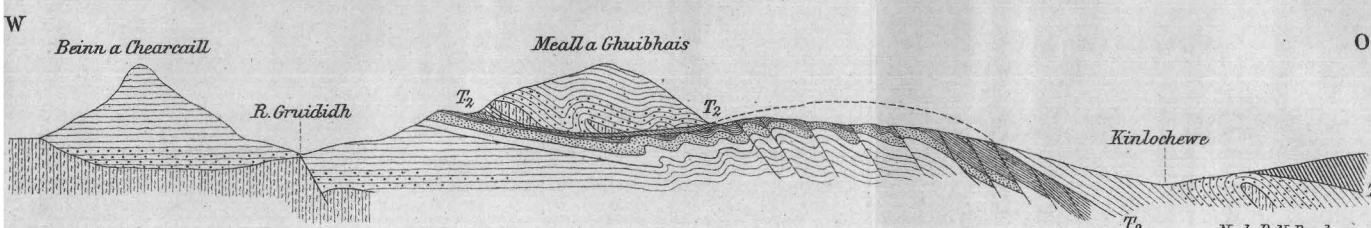


Abbildung 6.

Profil am rechten Ufer des Loch Maree nach B. N. Peach.

Der Torridonsandstein überlagert unter dem Beinn a Chercaille diskordant den alten Gneiss und wird unter dem Meall a Ghuibhais schräge vom kambrischen Quarzite abgeschnitten. Längs der Ben More Thrustplane (*T*₂) ist über eine gefaltete Unterlage die Masse des Meall a Ghuibhais aufgeschoben, unter welcher noch zwei grössere Schubflächen erkennbar sind. Unfern Kinlochewe ist auf der Ben More Thrustplane ein Sattel von Torridonsandstein mit Gneisskern aufgeschoben; darüber längs der Moine-Thrustplane (*T*₃) die Moine-Schichten.

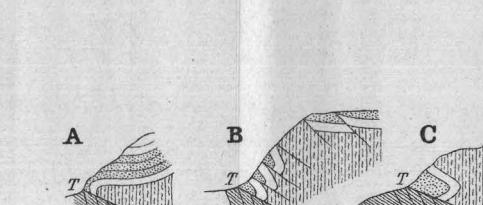


Abbildung 7.

Verkehrte Schichtlagerung in Nordwest-Schottland.

A Vorhang an der S.W. Seite des Coinne — mheall. (Recent Work. Fig. 16.) **B** Überschiebungen über den eingeknickten untern Teil des Vorhangs am Glas Bheinn (Recent Work. Fig. 13) und **C** auf der Südseite des Ben More. (Recent Work. Fig. 17.)

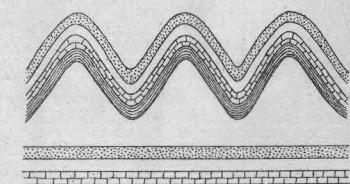


Abbildung 8.

Faltung ohne Kompression.

Die oben befindlichen Falten sind aus der unten dargestellten Schichtfolge hervorgegangen, nicht indem sie seitlich zusammengepresst, sondern in der senkrechten nach oben und unten ausgeweitet wurden.

Gneiss

Unterer Torridon

Oberer Torridon

Unterer Quarzit

Oberer Quarzit

Fucoidenschiefere u. Salterellaquartzit

Kalk

Moine-Schichten

Geogr. lith. Anst. u. Stein dr. v. C. L. Keller, Berlin S.