

Über Abwicklung und Facieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizeralpen.

Von

ARNOLD HEIM.

Mit 2 Textfiguren.

(Als Manuskript eingegangen am 3. August 1916.)

Je mehr sich unsere geologischen Kenntnisse der Alpen vertiefen, um so mehr wachsen die Probleme der Tektonik und der vergleichenden Lithologie ineinander. In den kristallinen wie in den sedimentären Gebieten müssen beide Probleme zugleich in Angriff genommen werden, da das eine oder das andere zu Missverständnissen über den Bau unserer Alpen führen muss. Im folgenden soll auf einige derartige Facies-tektonische Probleme hingewiesen werden, mit denen sich die Alpengeologie noch eingehender zu befassen haben wird.

Faciesunterschiede und Faciesveränderungen.

Mit der Erkenntnis des Deckenbaues wurden die unverständlichen Faciesdifferenzen übereinander oder nebeneinander liegender Gebirgsstücke mit einem Schlage erklärlich. Die Faciessprünge sind uns heute im wesentlichen bekannt. Es gilt nun, die allmählichen Faciesveränderungen zu verfolgen, und diese graphisch darzustellen.

Den Ausgangspunkt zu solchen Untersuchungen bieten am besten tektonisch einheitliche Gebirgsstücke, die sich möglichst weit quer zum Alpenstreichen ausdehnen, und die möglichst wenig mechanisch verändert sind. Für die helvetische Facieszone eignet sich hierzu kein Gebiet so gut wie die Thurgruppe, wo die helvetische Kreide innerhalb der gleichen tektonischen Einheit (Säntis-Drusbergdecke oder obere helvetische Decke) vom Säntis-Nordrand bis zum Fläscherberg und mit Ausnahme einzelner Faltenmittelschenkel ohne nennenswerte mechanische Störungen verfolgt werden kann. Die jetzige Breite Säntis-Fläscherberg beträgt 27 km, die abgewinkelte 40 km. Für dieses Gebiet sind nun die allmählichen Faciesveränderungen

im wesentlichen bekannt und die graphische Darstellung gegeben.¹⁾ Damit kennen wir nun die ursprüngliche südliche und mittlere helvetische Facieszone.

Die daran ursprünglich nördlich anschliessende Facieszone ist durch die Deckenüberschiebungen in weit voneinander getrennte Gebirgsabschnitte auseinandergerissen. Um das Faciesprofil zu erhalten, müssen wir die einzelnen Faciesbruchstücke in richtiger Weise zusammensetzen wie die zerstreuten Bruchstücke eines Fossils. Dabei sehen wir, dass jedes einzelne Faciesstück, ob es sich nun am Alpenrand oder im Inneren befinde, in den wesentlichen Punkten gleichsinnige, gleichgerichtete Faciesveränderungen aufweist. Die hauptsächlichsten Veränderungen vollziehen sich in jedem einzelnen Stück am raschesten quer zum Alpenstreichen, von SSE nach NNW. Bei der Rekonstruktion des Faciesprofils, d. h. der ursprünglichen Facies- und Mächtigkeitsveränderungen, stehen wir also vor einer ähnlichen Aufgabe wie etwa bei der Rekonstruktion eines Skelettes, wobei einzelne Wirbel fehlen (in der Tiefe verborgene oder abgewitterte Gebirgsstücke), und bei den vorhandenen die richtige Stellung ermittelt werden muss. Auf diese Weise erhalten wir für die tektonisch tieferen Gebirgslieder unter Berücksichtigung der neuesten Arbeiten eine nördliche helvetische Facieszone vom Nordrand des Säntis bis zum Aarmassivmantel bei Vättis von 20—25 km Breite.

Ohne Berücksichtigung der Deckenabwicklung erhalten wir ein völlig zerstückeltes Faciesprofil, wie es nach dem Gesetz von der Korrelation der Facies unmöglich entstanden sein kann, so wenig wie ein Tier mit Schwanzwirbeln am Hals. Diese Tatsache, abgesehen von allen tektonischen Beobachtungen, beweist endgültig die Richtigkeit der tektonischen Deckenlehre. Da es heute noch eine Anzahl, zum Teil sogar bedeutender Geologen im Auslande gibt, die infolge ungenügender Kenntnisse die Deckenlehre in Abrede stellen, scheint dieser Hinweis noch immer nicht überflüssig zu sein.²⁾

Tektonische Schlüsse aus der Faciesstellung.

Ist der gesamte Facieszusammenhang im ganzen bekannt, so kann nun umgekehrt für ein isoliertes Gebirgsstück aus seiner Faciesstellung auch der tektonische Zusammenhang ermittelt werden. Eines der schönsten Beispiele dieser Art bietet das Vierwaldstättersee-

¹⁾ Monogr. d. Churfürsten-Mattstockgruppe, Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, I. 1910, II. 1913, III. 1916, im Druck.

²⁾ Vergl. auch Kistenpass, Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, n. F., Lfg. 24, 1910, p. 44.

Gebiet. Dort konnten Tobler und Buxtorf durch vergleichend stratigraphische Studien nachweisen, dass auf Grund ihrer Faciesstellung die Rigihochfluh unterirdisch nicht mit der Axendecke zusammenhängen kann, wie vorher angenommen wurde, sondern in irgendwelcher Verbindung mit der oberen helvetischen Deckenmasse stehen muss. In ähnlicher Weise geht aus der Faciesstellung der Wagetenkette am Alpenrand hervor, dass diese nicht zur Stirn der Mürtshendecke, sondern, wie schon Lugeon 1901 angedeutet hat, einer tieferen tektonischen Einheit entspricht. Das Niesenproblem ist durch Lugeon an Hand eines Faciesvergleiches gelöst und die Zugehörigkeit zur penninischen Zone bestimmt. Wir werden auf andere Beispiele zurückkommen.

Überdeckung.

Bei einer Überschiebung, gleichviel ob sie eine Bruchüberschiebung oder Faltenüberschiebung mit verkehrtem Mittelschenkel sei, können wir das Mass der Überschiebung für jede einzelne Schichtfuge ermitteln. Die Überdeckungsbreite einer Schichtfuge ist die Querverstellung der beiden entsprechenden Schnittpunkte mit der Überschiebungsfäche, wie $x-x$, $y-y$, $z-z$ in Fig. 1. Handelt es sich um liegende Falten mit verkehrter Schichtfolge, so ergibt sich die Überdeckungsbreite aus der Entfernung vom liegenden Synklinalscheitel bis zum hangenden Antiklinalscheitel, gemessen an der gleichen Schichtfuge.

Es versteht sich von selbst, dass die so gemessene Überdeckungsbreite für verschiedene Horizonte verschieden gross ist. Bei Bruchüberschiebungen und schiefen Abscherungen hängt die Verschiedenheit zusammen mit dem Wechsel des Schnittwinkels zur Schichtebene. Betrachtet man statt einer Schichtfuge eine ganze Schichtfolge, z. B. den Jura, so ergibt sich eine grössere Breite der Überschiebungsmasse. Noch grösser ist die Breite, wenn man lediglich die Trennung zweier Überschiebungen in tektonischem Sinne betrachtet. Über das Mass der Verstellung im Vergleich zum ursprünglichen Ablagerungsraum gibt die Faciesabwicklung Aufschluss (vergl. folgender Abschnitt). Man könnte sie vielleicht Facies-Überschiebungsbreite nennen. Diese kann kleiner sein als die Breite der Überdeckung $x-x$, $y-y$, wenn die überschobene Masse vorwiegend mechanisch reduziert ist, oder grösser, wenn sie vorwiegend gestaut und sekundär gefaltet ist.

Beispiele. Überdeckungsbreite der Säntisdecke im Vergleich zur Mürtshendecke im Churfirstengebiet, die untere Kreide betreffend, = 8 km, Facies-Überschiebung etwa 12 km. Überdeckung der

Rädertenteildecke nördlich des Klöntals ca. 5 km, Faciesüberdeckung 6—7 km. Drusbergteildecke auf Räderten 3—4 km.

Tektonische Abwicklung.

Darunter verstehen wir die Streckung einer bestimmten Schichtfuge. Die absolute tektonische Abwicklung ist die ausgeglättete Entfernung einer Schichtfuge eines bestimmten Gebirgsabschnittes im Querprofil. Die relative tektonische Abwicklung ist der Quotient aus der absoluten Abwicklung und der jetzigen Entfernung der beiden Endpunkte. So ist z. B. im Säntisgebirge die absolute tektonische Abwicklung im mittleren Profil 18 km, die jetzige Breite 6 km, die relative tektonische Abwicklung daher 3. Die tektonische Abwicklung muss stets grösser sein als die noch zu besprechende Faciesabwicklung. Ein ganz ungeheures Ausmass im Vergleich zur Faciesabwicklung erreicht die tektonische Abwicklung z. B. in den ungezählten Verzweigungen der St. Bernhard-Decke (Argand) und in den sogenannten Quetschzonen des Rhätikons, wo die rhätische Decke und mit ihr andere Deckenteile in Schuppen zerdrückt, gestreckt und darnach abermals gefältelt, zerknittert und eingewickelt wurden (Trümpy). An solchen Stellen mag die tektonische Abwicklung selbst auf grösserer Ausdehnung den hundertfachen Betrag der Faciesabwicklung erreichen.

Faciesabwicklung.

Die absolute Faciesabwicklung ist die ursprüngliche Entfernung zweier Endpunkte im Sedimentationsraum. Die relative Faciesabwicklung ist die absolute Faciesabwicklung, dividiert durch die jetzige Entfernung der Endpunkte. So erhalten wir z. B. für den mittleren Säntis eine absolute Faciesabwicklung von etwa 12 km; das ergibt bei der jetzigen Breite des Gebirges von 6 km eine relative Faciesabwicklung von 2.

Die Faciesabwicklungen sind nicht so leicht zu ermitteln wie die tektonischen. Sie beruhen nicht auf der Ausglättung einer Linie des Querprofils, sondern auf der Bestimmung einer Querschnittfläche, oder bei einer Gebirgsgruppe richtiger auf der Bestimmung eines Raumstückes. Die absolute Faciesabwicklung im Querprofil eines bestimmten Gebirgsstückes ist die Schnittfläche einer bestimmten Schichtabteilung, dividiert durch die mittlere primäre Mächtigkeit derselben. Bei einem grösseren Gebirgsabschnitt, wo die primären Mächtigkeiten rasch wechseln, muss die Faciesabwicklung durch um-

ständige Summierung ermittelt werden. Bezeichnen wir die Fläche mit F , die primäre Mächtigkeit mit M , so ist die Faciesabwicklung

$$\frac{F}{M} = \frac{F_1}{M_1} + \frac{F_2}{M_2} \text{ etc.}$$

Zur Bestimmung der Faciesabwicklung eignen sich natürlich nur solche Schichtabteilungen, deren primäre Mächtigkeiten wenig schwanken, und die aus wenig plastischem Material bestehen, wie z. B. der Quintnerkalk. Die Grundlage bildet die Kenntnis der primären Mächtigkeiten. Diese zu ermitteln, ist nicht so schwierig, wie es einem mit alpin-helvetischen Verhältnissen wenig betrauten Geologen nach den komplizierten tektonischen Profilen erscheinen mag. Bei primär plastischen Gesteinen, wie Mergeln, Tonschiefern ist freilich primäre Reduktion von mechanischer, oder primäre Anschwellung von mechanischer Stauung nicht ohne weiteres zu unterscheiden. Bei Kalken aber ist schon eine geringe Deformation begleitet von entsprechender Gesteinsmetamorphose. Wenn ferner innerhalb einer Überschiebungsdecke eine bestimmte Schichtabteilung bei normaler Lagerung auf weiter Strecke in gleicher Ausbildung und Mächtigkeit, oder mit gesetzmässig sich vollziehender Facies- und Mächtigkeitsveränderung verfolgt werden kann, so sind wir zu der Annahme berechtigt, dass auf dieser Strecke die primäre Mächtigkeit erhalten geblieben ist (z. B. Churfürsten, Glärnisch).

Sind wir über die Erhaltung der primären Mächtigkeiten aufgeklärt, so ist die nächste Aufgabe die möglichst genaue Messung derselben. Leider wird aber noch immer die oft mühsame Mächtigkeitsbestimmung vernachlässigt, selbst in klassischen stratigraphischen Werken. Ohne Kenntnis der primären Mächtigkeiten lässt sich kein Faciesprofil in den richtigen Dimensionen zeichnen, noch irgendeine Faciesabwicklung vornehmen. Die Faciesabwicklung selbst ist aber für die Kenntnis des tektonischen Zusammenschubes eine Vorbedingung.

Disharmonische Faltung.

Wenn in einem bestimmten Gebirgsstück die tektonische Abwicklung der verschiedenen Schichtfugen miteinander übereinstimmt, so liegt harmonische Faltung vor. Verschiedenheiten der tektonischen Abwicklung sind gleichbedeutend mit disharmonischer Faltung. Eines der schönsten Beispiele bietet die Alviergruppe.¹⁾ Auf der Strecke von Berschis-Faulfirst bis zum Rheintal beträgt die tektonische Abwicklung

	für Valangienkalk	ca. 10 km
	„ Malm-Dogger	„ 24 „
	„ Lias	„ 9 „

¹⁾ Vergl. Mon. d. Churfürsten, I, Fig. 2, nach pag. 16, 1910.

Die entsprechende disharmonische Faltung hat Arbenz im Gebirge zwischen Engelberg und Meiringen, d. i. in der gleichen tektonischen Einheit nachgewiesen.¹⁾ Auch im Juragebirge sind neuerdings durch Buxtorf und Amsler ausgesprochene disharmonische Faltungen nachgewiesen worden, deren Erklärung allerdings teilweise noch rätselhaft ist. Die Zwischenlage zweier übereinander liegender disharmonischer Faltensysteme innerhalb der gleichen tektonischen Einheit wird vorzugsweise durch eine leicht deformierbare, tonreiche Schichtfolge von beträchtlicher Mächtigkeit bedingt, die abwechselnd gestaut oder reduziert ist (Alviergruppe).

Kompensationen der tektonischen Abwicklung.

Ist die Faltung und Fältelung mit Überschiebung und Einwicklung eines disharmonisch gefalteten Gebirgsstückes die Folge tieferer Dislokation der Erdkrinde, so müssen die Differenzen der tektonischen Abwicklungen verschiedener übereinander liegender Schichtfugen in anderen Gebirgsstücken kompensiert sein. Ist sie durch äussere Einflüsse bedingt, wie z. B. durch Schwerkraft, wie sie wohl in einigen Fällen im nördlichen Teil der Alpen mitgewirkt hat, oder auf passive Verschleppung durch höhere Decken zurückzuführen, so können Faltungen und Fältelungen höherer Schichten vorkommen, ohne dass diese in tieferen kompensiert zu sein brauchen.

Beispiel: Das Defizit der tektonischen Abwicklung der Kreide in der Alviergruppe gegenüber Malm-Dogger ist kompensiert in den Kreidefaltungen des Säntisgebirges. Oder umgekehrt: Der Überschuss der tektonischen Abwicklung des Malm der Alviergruppe ist kompensiert durch den Gewölbabschluss desselben schon in den mittleren Churfürsten, d. i. abgewickelt 7 km zurückstehend vom Nordrande der Kreidefalten.

Ganz allgemein erkennen wir, dass der nördliche Teil der Alpen mit Ausnahme der herzynischen Massive aus überschobenen und gefältelten sedimentären Gebirgsmassen besteht, die eine enorme tektonische Abwicklung repräsentieren. Diese ist einerseits in den kristallinen Deckmassen der weiter alpenwärts gelegenen Zonen, andererseits durch intensive Stauungen und Fältelungen tieferer Erdrindenteile kompensiert, wie wir sie vielfach in den Gneissen der tektonischen Tiefen kennen. Auch können wir uns fragen, ob vielleicht die tiefen Jura-Trias-Einfaltungen in den Zentralmassiven, in denen die Kreide fehlt, teilweise als Kompensationen zu den Faltungen der Kreidezonen aufzufassen sind.

¹⁾ P. Arbenz, Exkursion. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. XII, 1913, pl. 22

Umgekehrt scheinen z. B. die komplizierten Faltungen in Kreide und Malm des Falknis von ihrer Wurzel durch die Silvrettadecke abgeschürfte Stirnfetzen zu sein. Eine Kompensation der tektonischen Abwicklung von Trias und Kristallin in der alpenwärts zurückgebliebenen Unterlage ist also in diesem Falle nicht vorzusetzen.

Kompensationen der Faciesabwicklung.

Im oben genannten Beispiel der Alviergruppe stimmt die Faciesabwicklung des Valangienkalkes infolge Fehlens von tektonischen Komplikationen mit der tektonischen Abwicklung überein, beträgt also rund 10 km, die Faciesabwicklung des Malm etwa 17 km. Da die ursprüngliche Breite der Sedimentationszone für die verschiedenen mesozoischen Schichten die gleiche war, muss die Differenz irgendwo kompensiert sein.

In der Tat finden wir das Defizit der Alvierkreide mehr als kompensiert in den Kreideketten des Alpenrandes. Der Kompensationüberschuss wird andererseits ausgeglichen durch die parautochthone Zone von Bonaduz, wo nach Arbenz und W. Staub gefaltete Trias und Jura, aber keine Kreide mehr vorhanden ist, und vielleicht vor der penninischen Überschiebung auch nicht vorhanden war.

Zu analogen Kompensationen gelangt man bei der Abwicklung des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen (Arbenz) oder des Profiles der Faulhorngruppe bis zur Niederhorndecke (Seeber, Beck), oder der Berneralpen nach den neuen Profilen von Lugeon. Besonders schön zeigt sich die Kompensation zwischen Malm-Dogger der parautochthonen Zone und der Decken im Vergleich zu der enormen Anhäufung und Fältelung des autochthonen Lias im Torrentalgebiet, der nicht mehr bis in die höheren Decken hinausreicht.

Kompensation im Längsprofil.

Wie im Querprofil finden wir auch im Längsprofil, dass durch tektonisches Auskeilen einer Decke die verloren gegangenen Faciesstücke auf eine andere Decke überspringen. Die tieferen helvetischen Decken der östlichen Schweizeralpen, Wageten, Griesstockdecke, Glarnerdecke, sind aus dem Zusammenhang mit den anderen Decken grösstenteils losgerissene Fetzen, die nicht nur im Querprofil, sondern auch im Längsprofil als Schuppen erscheinen. Auch die Axendecke ist in der Längsrichtung, bei Walenstadt einerseits, im Engelbergergebiet andererseits, im Auskleiden begriffen, während sie im mittleren Teil eine gewaltige Gebirgsmasse bildet. Inwiefern die helvetischen Decken nach der Scheitelregion über dem Aarmassiv und weiter nach der Wurzelregion

hin auskeilen, sind wir infolge der Abwitterung nur einigermassen für die untersten Decken orientiert. Dass die Wageten als eine abgescherte Scholle allseitig auskeilt, ist sicher.

Bei der Axendecke wird in der Längsrichtung zuerst die Kreide abgeschnitten und von der höheren Säntisdecke assimiliert. Dazu kommt die Reduktion der Mürtschen- und Glarnerdecke im Walenseegebiet. Vermutlich keilen weiter östlich rasch auch diese beiden Decken aus. Damit in Zusammenhang steht die kolossale Entwicklung der oberen helvetischen Decke bis ins Vorarlberg.

Tektonische Verschiebungen im Faciesprofil.

Wie wir sehen, sind durch die Deckenüberschiebungen die ursprünglichen Schichtprofile zerschnitten und auseinander gerissen worden, so dass die einzelnen Schichten des Faciesprofils verschiedene, oft weit auseinander liegende tektonische Standorte einnehmen. P. Arbenz¹⁾, der auf solche Erscheinungen hingewiesen hat, äussert sich 1912 folgendermassen: „Man kann sich nun fragen, wo die Kreide der Axendecke östlich des Linthtales hingekommen sei. Ich bin nun zur Ansicht gelangt, dass wir sie wenigstens teilweise im Säntis suchen müssen. Im Glärnischgebiet ging der Komplex der Drusbergdecke mit ihren Abzweigungen über die Axendecke hinweg, im Osten wurde die Kreide der Axendecke von ihrem Jura abgetrennt und der Stirn der Wiggis-Säntisdecke angegliedert“.

In der Tat fehlt dem Ostende der Axendecke (Walenstadterdecke) die Kreide bis auf wenige Reste, dafür dem Säntis der Jura, und doch gehören beide zum gleichen Faciesbezirk. Das gleiche, wenn auch vielleicht nicht in dieser Ausdehnung, scheint für die Beziehung der Axendecke zur oberen helvetischen Deckenmasse überhaupt zu gelten, wenn auch für den mittleren und westlichen Teil diese Erscheinung nicht so augenfällig ist. Arbenz (l. c. 1913) betont die Übereinstimmung des einzig in einem Fenster bekannten Restes von Valangien von Bockti im Melchtal mit demjenigen des Pilatus. Der Jura der Axendecke im Engelbergertal gehört offenbar zur Kreide der alpinen Randkette (obere helv. Decke). Betrachten wir die geologische Karte der Glarneralpen von J. Oberholzer und Alb. Heim, sowie das Profil Oberholzer's durch Silbern bis Ortstock²⁾, so muss man sich fragen, ob über dem Malm vom Ortstock, Glatten

¹⁾ P. Arbenz, Gebirgsbildung der Zentralschweiz, Verh. Schweiz. Nat. Ges., 1912, p. 12.

²⁾ J. Oberholzer, Überfaltungsdecken auf der Westseite des Linthtales, Eclogae Geol. Helv. 1908.

und Schächentaler Windgälle noch die dazu gehörige Kreide ergänzt gedacht werden muss. Aus Analogie mit den beiden seitlichen Enden der Axendecke möchte ich die Frage verneinen. Wir finden vielmehr die zugehörige Kreide weiter nördlich verschleppt, einerseits in den höheren Zweigdecken der Silbernegend, und für das abgewitterte Jurastück südlich des Klausenpasses in den oberen helvetischen Decken nördlich vom Pragelpass. Zu dem gleichen Resultat werden wir aber auch durch die Faciesabwicklung im Profil Klausen-Pragelpass, verglichen mit dem Faciesprofil der helvetischen Zone im Walensee-Säntisgebiet, geführt. Die Facies der unteren Kreide der Silberndecken stimmt bereits mit derjenigen der mittleren und südlicheren Säntisketten und dem Mattstock bis Risetten und Aubrig (obere helvetische Decke) im Wesentlichen überein. Ein grosses Stück des Faciesquerprofils kann zwischen dieser Zone und der Silbern nicht mehr fehlen. Sind diese Ableitungen richtig, so gelangen wir allgemein zu dem Resultat, dass der Jura, der zur Kreide der nördlichen Randketten der zentralen und östlichen Schweizeralpen gehört (obere helvetische Decke), im südlichen Teil der nächst tieferen Axendecke zu suchen ist. Damit haben wir auch eine Methode gefunden, die uns einigermaßen über die Ausdehnung eines völlig abgewitterten Gebirgsstückes Aufschluss geben kann. Wir können mit ziemlicher Sicherheit sagen, dass die Kreide des Glärnischgipfels nicht mehr weit nach Süden gereicht haben kann, vielmehr dort tektonisch abgeschnitten gedacht werden muss; dass aber der Jura, insbesondere Dogger und Lias noch ein weites Stück nach Süden fortsetzte.

Wo die Axendecke in ihrer Längsrichtung tektonisch auskeilt, gehört sogar der Malm im südöstlichen Teil der Mürtschendecke zur Kreide der Säntisstirn. In der Tat springt die Mürtschenkreide, die am Walenstadterberg tektonisch abgeschnitten wird, ohne nennenswerte Faciesunterbrechung auf den Nordrand des mittleren Säntis über, während der Malm sich ungestört weiter nach Südosten fortsetzt.

Die Überschiebung der oberen helvetischen Deckenmasse hat den mittleren helvetischen Faciesbezirk unter sehr spitzem Winkel durchschnitten, so dass der jüngere Teil der Schichtfolge auf den oberen Decken bis an den Alpenrand hinausgewandert ist, während der ältere Teil der ursprünglich zusammengehörigen Schichtfolge im südlichen Teil der tieferen Überschiebungsdecken 8–12 km vom Alpenrand zurückgeblieben ist.¹⁾

¹⁾ Vergl. Arn. Heim, Das Walenseetal, Ber. Oberrhein, Geol. Ver. 1907, Fig. 4.

Synthese der primären Schichtfolgen.

Wir kennen heute wohl ziemlich genau die Faciestypen einzelner Schichtabteilungen des helvetischen Gebietes. Die oben gegebenen Abteilungen weisen uns nun den Weg, wie wir die Zusammengehörigkeit der Facies einzelner Schichten zum gesamten stratigraphischen Profil rekonstruieren können. Wir fragen uns also mit anderen Worten: welches ist z. B. der Malm, der Dogger, der Lias, die Trias, das Perm, die kristalline Unterlage, die im Faciesprofil zur Kreide des mittleren Faciestypus gehören? Wenn wir diese Frage für alle Stellen der Alpen beantworten könnten, so wäre damit zugleich die ganze tektonische Bewegung mit allen ihren unendlich komplizierten und mannigfaltigen Teilbewegungen in ein neues Licht gesetzt.

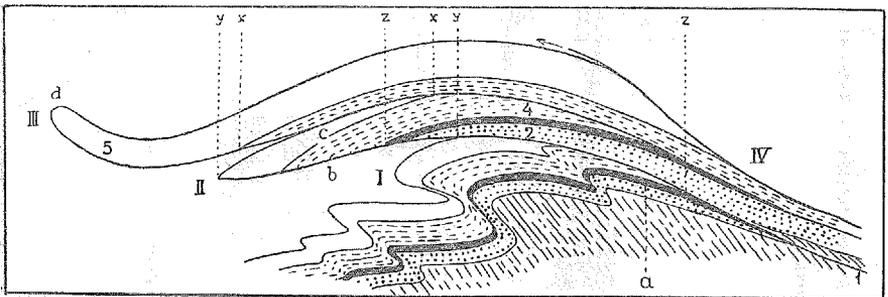


Fig. 1. Schematische Darstellung der tektonischen Standorte einzelner Schichten einer zusammengehörigen Schichtfolge.

I—IV = Tektonische Einheiten.

1—5 und a—d = zusammengehörige Schichten der stratigraphischen Schichtfolge

x—x, y—y, z—z = Überdeckungsbreiten.

Bei der Betrachtung des Facieszusammenhanges von Kreide der Säntisdecke und Malm der Axendecke sind wir zu einem Resultat gelangt, das in seiner Verallgemeinerung für die helvetischen Schweizeralpen etwa zu den folgenden, in nebenstehender Figur 1 veranschaulichten Regeln führt:

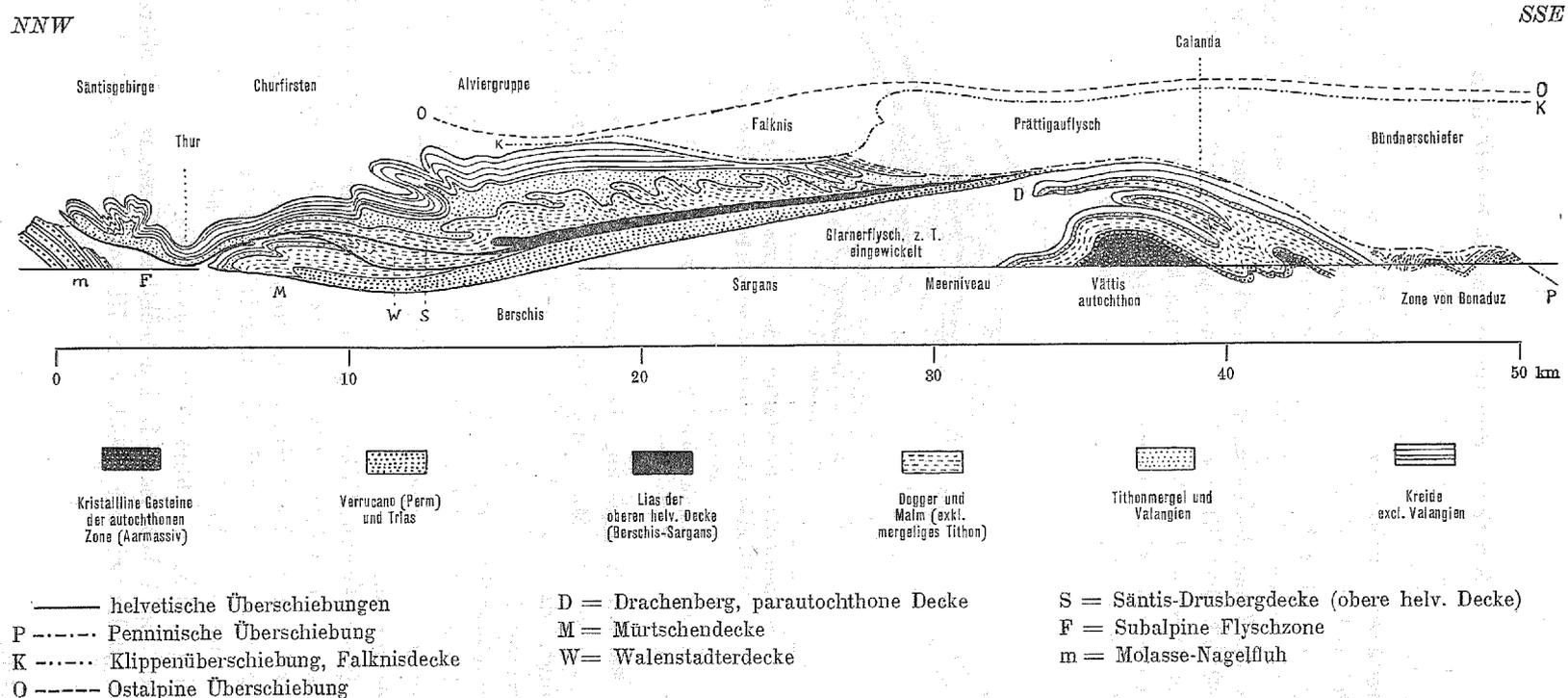
Die einzelnen Schichten einer Überschiebungsdecke werden alpenwärts schief von der nächst höheren Überschiebungsfläche abgeschnitten.

Das ursprüngliche Liegende einer überschobenen Schicht findet man weiter alpenwärts in der nächst tieferen tektonischen Einheit, und umgekehrt: Das ursprünglich Hangende einer Schicht unmittelbar unter einer Überschiebungsfläche findet man weiter alpenauswärts in der nächst höheren Überschiebungsdecke.

In Fig. 1 bedeute z. B. I autochthon, II untere, III obere Decke. Dann finden wir zur Kreide 5 in III den Jura bei 4 in II, Trias 3

Fig. 2. Schematisches Profil durch die helvetischen Decken der östlichen Schweizeralpen vom Calanda zum Säntis.

1 : 250.000



und Perm 2 in der gleichen Decke darunter, die kristalline Unterlage bei 1 oder noch weiter in der Tiefe. Oder zur Trias (schwarz) bei *a* in I den Jura bei *b* in II, die Kreide in der gleichen Decke darüber, das Eocän bei *d* an der Stirn von III.

Wir wollen nun einige Beispiele derartiger Facieszusammenhänge betrachten.

Zum Eocän (Assilinengrünsand) am Säntisnordrand gehört die Kreide (nördlicher helvetischer Faciestypus) des gleichen Ortes, der Jura der Mürtchendecke bei Walenstadt Seemühle; Trias-Verrucano (falls dort noch nicht ausgekeilt) in der Tiefe darunter; die kristalline Unterlage irgendwo in der Tiefe südlich Bonaduz.

Zur Kreide der südlichen Säntisketten und von Amden (mittlerer helvetischer Faciestypus) gehört der Jura der Walenstadterdecke oder des südöstlichen Teiles der Axendecke, Lias fehlt primär? Trias in der Axendecke, oder wo diese auskeilt, im südlichen Teil der Mürtchendecke; Perm als Verrucano in der Mürtchendecke, die kristalline Unterlage südlich der Zone von Bonaduz in einer dort in der Tiefe verborgenen Zone (Somvixer Zwischenstück?).

Zur Kreide der Alviergruppe (südlicher helvetischer Faciestypus) gehört der Malm, Dogger und Lias der Alviergruppe. Da nach Oberholzer südlich Sargans Lias der Axen- oder Säntisdecke direkt auf Flysch der Glarnerzone liegt, ist anzunehmen, dass die Trias und der Verrucano ebenso südlich der Zone Bonaduz zurückgeblieben sind, vielleicht in einem Lappen des dort von der penninischen Überschiebung zugedeckten Gotthardmassivs.

Im Profil Iberg-Klausenpass gehört wohl ein grosser Teil des Flyschs mit Nummulitenkalken der Gegend von Einsiedeln zum südlichen, abgewitterten Teil der Drusbergdecke oder höheren, sonst unbekanntem helvetischen Decken. Zur Kreide von Aubrig, Räderten- und Drusbergdecke, soweit diese erhalten sind, gehört der Jura und z. T. die Trias des südlichsten Teiles der Axendecke; für den Verrucano, die Trias p. p. (und die kristalline Unterlage) werden wir wieder auf das Gotthardmassiv verwiesen.

Im Vierwaldstättergebiet gehört wohl zur Kreide von Vitznauerstock-Bürgenstock der Dogger des Urirotstock-Gipfellappens und dessen abgewitterte Südfortsetzung.¹⁾

Im Profil des Brienersees suchen wir vergeblich nach einem erhalten gebliebenen Jura zur Kreiderandkette (Niederhorndecke). Er muss entweder in einem in der Tiefe unter der Faulhorngruppe

¹⁾ Vergl. Profile zur geol. Vierwaldstättersee-Karte 1:50.000, zusammengestellt von A. Buxtorf. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, Nr. 66b, 1916.

verborgenen oder einem abgewitterten Stück einer tektonisch tieferen Einheit gedacht werden.

Zu besonders interessanten Betrachtungen über den ursprünglichen Schichtenzusammenhang führen die neuen Profile von Lugeon¹⁾ durch die Berneralpen, und diejenigen von Argand²⁾ durch die penninischen Decken und die Westalpen überhaupt. Diese Fragen werden wohl von diesen Autoren in ihren Monographien behandelt werden.

Am grossartigsten sind die Verschiebungen der ursprünglich zusammengehörenden Gesteinsserien in den ostalpinen Decken. Unsere Kenntnis dieser Decken im Kanton Graubünden ist durch die neuen Arbeiten von Zyndel, Cornelius, Spitz und Dyhrenfurt, R. Staub³⁾ und D. Trümpy⁴⁾ gewaltig gefördert worden. So ist wohl z. B. die ursprüngliche kristalline Unterlage der oberostalpinen Trias der Drei Schwestern und des westlichen Rhätikon 80—100 km weiter südlich in der unterostalpinen Campodecke (Cima di Campo, Ostseite des Puschlav) zu denken. Auch die ursprüngliche Unterlage des Mesozoikums der „Klippen“, von Falknis und Sulzfluh, ist weit im Süden zurückgeblieben; doch brauchen wir sie in diesem Falle wegen der Abschürfung nicht in tieferen Decken zu suchen. In erster Linie kommt wohl, wie bereits R. Staub als Möglichkeit angedeutet hat, die Err-Albuladecke in Betracht, in der die jüngeren mesozoischen Schichtabteilungen fast ganz weggeschürft sind.

Isopen.

In der Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe ist für jede einzelne helvetische Schichtabteilung der Verlauf der Isopen soweit möglich ermittelt. Das Resultat stimmt mit den früheren Untersuchungen dieser Art überein. Im grossen ganzen verlaufen die helvetischen Isopen den Alpen parallel, jedoch mit leichten Abweichungen von lokaler und von regionaler Art. Die mesozoischen Isopen weichen im allgemeinen vom Streichen der Alpen gegen SW etwas westlich, die tertiären etwas südlich ab.

Einheitlichkeit der Faciesveränderung, Konstanz des Faciesprofils.

Wir haben gesehen, dass die Faciesfolge im Vertikalprofil durch die Überschiebungen zerstückelt und verstellt worden ist, derart,

¹⁾ M. Lugeon, Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander, Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, n. F., Lfg. 30, I. Teil, 1914.

²⁾ E. Argand, Profiltafel pl. II zu Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz, n. F., Lfg. 27, 1911. L'Arc des Alpes Occidentales, Eclogae Geol. Helv., vol. XIV, No. 1, 1916.

³⁾ R. Staub, Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, 1916.

⁴⁾ D. Trümpy, Westlicher Rhätikon, Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, 1916.

dass gleiche Faciesbezirke in verschiedenen Querprofilen verschiedene tektonische Standorte einnehmen. Nachdem wir nun den gesetzmässigen Verlauf der helvetischen Isopen kennen, können wir in einem Querprofil fehlende Faciesstücke auf Grund des Studiums seitlich angrenzender Gebirgstheile durch Projektion parallel den Isopen ergänzen. Andererseits finden wir bei der Facies-Abwicklung verschiedener Querprofile durch die helvetischen Decken, dass trotz der Veränderungen der tektonischen Standorte der einzelnen Faciesbezirke die Faciesveränderungen sich in gleichem Sinne vollziehen und das abgewinkelte Faciesprofil auf weite Erstreckung parallel den Alpen annähernd konstant bleibt.

Zusammenschub.

Der absolute tektonische Zusammenschub ergibt sich aus der Differenz von ursprünglicher und jetziger Breite eines Gebirgsstückes. Die ursprüngliche Breite haben wir aus der Faciesabwicklung ermittelt, und diese in der Ostschweiz für das sichtbare Profil Vättis-Säntis zu rund 60 km bestimmt. Dazu kommt noch die autochthone Fortsetzung von Vättis an nach Norden in der Tiefe bis unter den Säntis, also weiter mindestens noch einmal das geradlinige Stück Vättis-Säntis, das ist 35—40 km. Die ursprüngliche Breite beträgt also 95—100 km; die jetzige Breite der Endpunkte dieser Strecke vom Fläscherberg im Süden bis zum Autochthonen unter dem Säntis ist 27 km. Daraus ergibt sich ein tektonischer Zusammenschub von rund 70 km. Die mesozoische Erdrinde ist somit im östlichen Teil der helvetischen Schweizeralpen durch die tertiäre Faltung und Deckenüberschiebung um rund 70 km schmaler geworden.

Würden wir aus der tektonischen Abwicklung auf den Zusammenschub der Erdrinde schliessen wollen, indem wir die Deckenüberschiebungen ohne Rücksicht auf einen bestimmten stratigraphischen Horizont abzuwickeln versuchen, so würden wir allein für die penninischen und ostalpinen Decken zu einer ganz ungeheuren Breitenerstreckung gelangen, und ein völlig irreführendes Resultat erhalten. Infolge der Kompensationen ist der wirkliche Zusammenschub viel geringer. So dürfen wir z. B. nicht die Abwicklung der kristallinen Decken des Oberengadins zur Abwicklung der ostalpinen Triaszone addieren. Beide sind vielmehr der Ausdruck des gleichen tektonischen Vorganges in verschiedenen tiefen und verschiedenen widerstehenden Medien. Nur die Faciesabwicklung kann uns über den Betrag des Zusammenschubes der Erdrinde Aufschluss geben.