

Ursache und Einteilung der Schichtung.

Von Wilhelm Vortisch.

(Mit 3 Abbildungen.)

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Einleitung.....	455—461
Fortschritt zur genetischen Erklärung. Definition der Schichtung als Wechsellagerung. Repetitionschichtung als Kernproblem. Unmittelbare Ursache im Medium. Der marin-festländische Strömungswechsel. Die auskeilende Wechsellagerung. Schichtfläche und Schicht. Schichtfuge und Bank. Ablehnung der Auffassung Sempers. Lagerklüfte. Korrelation der Fazies. Unschärfe Faziesgrenze. Günstige Verhältnisse der Geosynklinalen. Philippi und Brinkmann. Abänderungen des Idealfalles der auskeilenden Wechsellagerung. Auskeilende Wechsellagerung und Strömungswechsel. Die verbreitetsten Schichtungsfälle: klastische Wechsellagerung und Kalk-Mergel-Wechsellagerung.	
II. Wechsellagerung klastischer Gesteine verschiedener Korngröße.....	461—466
a) Parallelschichtung.....	461—464
α) Auskeilende Wechsellagerung.....	461, 462
Wirkungsweise des Strömungswechsels. Beispiele: Böhmischer Oberkreidesandstein bei Zwickau. Delta des Lungernsees in der Schweiz. Deltabildungen nach Barrell, 1911. Schweizer Molasse nach Alb. Heim, 1922, I. Bändermergel und Flyschsandstein der Julischen Alpen nach Winkler, 1926.	
β) Ohne Rücksicht auf seitliches Verhalten.....	463, 464
Sandsteinfazies der sächsisch-böhmischen Kreide: tonige Zwischenlagen nach Vortisch, 1928, Lamprecht, 1928, Stanczak, 1921, gröbere Zwischenlagen am Oybin bei Zittau. Böhmisches Algonkium und Paläozoikum.	
b) Schrägschichtung.....	464—466
Verknüpfung mit Hornsteinplattenkalken in den Julischen Alpen nach Winkler, 1926. Notwendigkeit stereogrammatrischer und experimenteller Behandlung. Beispiele: Mönchsbergkonglomerat in Salzburg. Emscher Nordböhmens. Unterscheidung von tektonischer Aufrichtung. Pankratzer Sandur. Mangel physikalischer Einsicht. Äolische Schrägschichtung. Unterscheidung äolischer und fluviatiler Kreuzschichtung nach Ewald, 1920.	
III. Kalk-Mergel-Wechsellagerung.....	467—480
a) Auskeilende Wechsellagerung der Steinplatte bei Waidring.....	467—471
Beschreibung. Marine Kalkbildung. Erklärung der Verhältnisse der Steinplatte durch den Strömungswechsel. Ablehnung der rhythmischen Fällung Alb. Heims, 1909, Arn. Heims, 1924. Auslaugungsdiagenese Wepfers. Gleichmäßige Senkung während der Sedimentation.	

- b) Beispiele auseinander Wechsellagerung zwischen Mergeln oder geschichteten Kalken und Dolomiten und massigeren Kalken und Dolomiten. 471—473
- α) Alpen 471, 472
 Norischer Dachsteinkalk-Hochgebirgsriffkalk. Norischer Aflenzler Kalk-Hochgebirgsriffkalk. Ladinischer Guttensteiner und Reiflinger Kalk-Wettersteinkalk. Ladinische Stufe der Südtiroler Dolomiten.
- β) Böhmisches Paläozoikum 473
 Mitteldevon $g\alpha_2$.
- c) Beispiele, wo auseinander Wechsellagerung zu vermuten ist 473, 474
 Oberostalpinen Trias im allgemeinen. Partnachmergel-Wettersteinkalk. Mergel-Hauptdolomit. Schweizer Jura und helvetische Decken. Böhmisches Paläozoikum.
- d) Arten der Kalk-Mergel-Wechsellagerung 474—480
1. Kalke 476, 477
- α) Omissionsschichtung. β) Plattenkalke ohne Hornstein. γ) Hornsteinplattenkalk. δ) Knollenkalke ohne Hornstein. ε) Hornsteinknollenkalke.
2. Mergel 478
- α) Mit Kalkplatten. β) Mit Kalkknollen.
 Kammerker-Sonntagshorngruppe und böhmisches Paläozoikum.... 478, 479
 Vorteile der Bezeichnungsweise. Farbbezeichnung. Übergänge der Arten der Kalk-Mergel-Wechsellagerung. Die Ausdrücke „Kalk“ und „Mergel“. 479, 480
- IV. Einige Schichtungsarten ähnlicher Entstehung, wie die Kalk-Mergel-Wechsellagerung 480—482
- α) Dolomit-Mergel-Wechsellagerung. β) Dolomit-Kalk-Mergel-Wechsellagerung.
 α) Hornstein-Ton-Wechsellagerung: α) überwiegende Hornsteine; β) überwiegende Tone. d) Kalk-Hornstein-Wechsellagerung.
- V. Schichtung der Steinsalzlager 483—488
 Echte Schichtung (Repetitionsschichtung) verbreitet. Wert der geologischen Betrachtungsweise. Bisherige Deutung der Anhydritschnüre, Tonzwischenlagen und deren Verband (Werra-Fuldagebiet und Wittelsheim). Schichtung in der Kaliregion. Schichtung in der Grenzfazies gegen die nichtsalinarische Sedimentation (Mergel oder Ton-Stein; Gips, Anhydrit, Kalk, Dolomit-Ton). Übersicht der Schichtungsarten. Anzeichen von Strömungen. Entstehung der Strömungen nach Fulda, 1924. Strömungen und physikalisch-chemische Ausscheidungsfolgen. Der Strömungswechsel als Schichtungsursache. Ablehnung der rhythmischen Faltung und Viskositätsentmischung.
- VI. Übersicht und genetische Einteilung der Schichtung 488, 489
 Systematik. Bedeutung der Tonzwischenlagen bei fossilen und rezenten Sedimenten.
- VII. „Biogene“ Schichtung 490
 Kohlenflöze. Lumaschellen. Die Lumaschellen des alpinen Rhät. Biogene Schichtung — echte Schichtung?

VIII. Schichtungsähnlicher Wechsel.....	490, 491
Primärschieferung. Wechselnde Materiallieferung (Gehängeschichtung, vulkanische Tuffe und Decken). Vulkanische Tuffe und Sedimente. Grenzfall Emilsson, 1929.	
IX. System der Schichtungsursachen.....	491—493
Rangordnung. Hervortretender Einfluß der Undationen. Hervortretender Einfluß des Klimas. Genetische Definition der Schichtung.	

I. Einleitung.

Auch den sogenannten beschreibenden Naturwissenschaften schwebt das Ziel vor, ihre Erscheinungen als notwendiges Ergebnis einer Entwicklungsreihe zu erklären. Diese Aufdeckung des genetischen Zusammenhanges gibt oftmals ursprünglich deskriptiv gefaßten Begriffen erst den richtigen, für den weiteren wissenschaftlichen Gebrauch ausschlaggebenden Inhalt. Hierbei kann eine Änderung des Begriffsumfanges, allerdings in möglichster Anlehnung an die historische Entwicklung des Wortgebrauches, notwendig werden.

In diesem Sinne soll versucht werden, auch dem ursprünglich rein deskriptiv gefaßten Begriffe der Schichtung eine genetisch geschlossenere Gestalt zu geben. Die Definition: „Schichtung ist Wechsellagerung“, genügt im allgemeinen den Anforderungen, die an eine beschreibende Begriffsbestimmung gestellt werden können. Sie enthält durch den Ausdruck „Wechsel“ bereits eine Andeutung einer wiederholten gleichartigen Gesteinsänderung.

Daß die Definition für die Omissionsschichtung nicht mehr zutrifft, bedeutet keinen Einwand, da es sich hier um einen seltenen Grenzfall handelt. In den Erfahrungswissenschaften gibt es eben keine völlig scharfe Begriffsbestimmung. Die Definition der Schichtung als plane Parallelstruktur würde der vorigen entschieden nachstehen, da sie die genetisch gleichartige, durch unmerkliche Übergänge mit der Parallelschichtung verknüpfte Schrägschichtung ausschließt.

Würden wir der Definition „Schichtung ist Wechsellagerung“ den Beisatz zufügen: „entstanden durch Schwankungen der Sedimentationsbedingungen“, so wäre dies noch keine genetische Erklärung, sondern wir hätten nur der eigentlich selbstverständlichen Überzeugung vom Obwalten der Kausalität Ausdruck verliehen. Wir müssen vielmehr aufklären, welcher Art die verschiedenen Gesteine erzeugenden Sedimentationsbedingungen sind und warum sie schwanken. Dann erst können wir einen genetischen Beisatz bilden.

Als Kernproblem der Schichtung betrachten wir, wie oben bereits angedeutet, den wiederholten gleichartigen Gesteinswechsel, also das, was Alb. Heim Repetitionsschichtung nannte. Gesetzmäßigkeiten sind stets in den regelmäßigesten Fällen am leichtesten erkennbar. Allerdings schließe ich im Gegensatz zu Heim, 1909, bes. S. 337, auch die Wechsellagerung rein klastischer Gesteine mit ein, welche meiner Erfahrung nach ebenfalls oft in größerer Mächtigkeit gleichartig

entwickelt ist. Ich kann hier keinen so scharfen Gegensatz erblicken. Um mathematisch strenge Periodizität handelt es sich ja da wie dort nicht. Die Regelmäßigkeit ist auch bei der Sandstein-Ton-Wechselagerung häufig eine erstaunliche. Viele Aufschlüsse im Flysch z. B. beweisen, daß Heim zum Schaden der Aufklärung der Schichtungsursache dort einen Gegensatz erblickte, wo keiner vorhanden ist. So äußert sich auch Winkler, 1926, S. 272. Da wir Wert auf den Gesteinswechsel in verschiedenen Schichtungsarten legen, tritt auch die Frage des Wechsels der Sedimentationsbedingungen gegen die Frage, welcher Art diese eigentlich sind, zunächst in den Vordergrund. Und da die Sedimentationsbedingungen in letzter Linie und am unmittelbarsten im Sedimentationsmedium verkörpert sind, haben wir bei der Suche nach der Ursache der Schichtung nach periodisch wechselnden Vorgängen im Sedimentationsmedium zu suchen.

Für das Meer und Süßwasser, welchem die in erster Linie betrachteten Schichtungsfälle angehören, zwingt sich als geforderter periodischer Vorgang der Strömungswechsel geradezu auf. Die Meeresströmungen haben sich durch die gründlichere ozeanographische Forschung als nicht stationär herausgestellt. Sie unterliegen zunächst jahreszeitlichen Schwankungen, vgl. z. B. Defant, 1929, S. 142—147, Paech, 1926, Michaelis, 1923, Willimzik, 1929. Es handelt sich in den angeführten Beispielen um Oberflächenströmungen (troposphärische Zirkulation), die ja für die Flachmeere, in welchen der größte Teil der fossilen Sedimente gebildet wurde, in erster Linie in Betracht kommen. Aber auch die ozeanische Tiefenzirkulation muß periodisch schwanken, da ja die Stratosphäre in hohen Breiten die Meeresoberfläche erreicht, vgl. Defant, 1929, S. 147—154. Das Wachstum der marinen Sedimente ist nun zwar ein zu langsames, als daß sich so kurze Perioden wie die jahreszeitlichen abbilden könnten. Höchstens könnte in benthosfreien Schwarzwmeeren (siehe S. 481) solche Feinschichtung erhalten bleiben. Aber es unterliegt keinem Zweifel, daß den jahreszeitlichen Perioden auch größere Perioden superponiert sein müssen, welche wir wegen zu kurz dauernder Beobachtung noch nicht kennen und welche sich in mächtigeren, vom wühlenden Benthos nicht mehr zerstörbaren Lagen abbilden müssen. An der vorläufigen Allgemeinheit der Ausdrucksweise nehme man keinen Anstoß, da ich unten eingehende Beispiele bringe. Übrigens sind ja gelegentlich erfolgende „Unregelmäßigkeiten“ der Meeresströmungen erwiesen, die vielleicht nur Phasen größerer, wegen zu kurzer Beobachtungszeit noch nicht erkannter Perioden darstellen, vgl. Andréé, 1920, S. 615. Eine auffallende Wirkung solcher vielleicht nur scheinbarer Unregelmäßigkeiten ist das Auftauchen von Eisbergen in sonst freien Gebieten. Durch die verursachten Schiffskatastrophen lenkte diese Erscheinung die allgemeine Aufmerksamkeit auf sich.

Dieses periodischen Schwankungen unterliegende System der Meeresströmungen bezieht seine Energie teilweise aus den Luftströmungen. Eine randliche Beeinflussung erfährt es von den festländischen Stromsystemen, welche auch wieder ihre zum Teil klimatisch bedingten Perioden haben. Gerade das Grenzgebiet des marinen und festländischen Stromsystems ist es, in welchem der größte Teil der

fossilen Sedimente gebildet wurde. Es ist verständlich, daß sich hier verwickelte Interferenzerscheinungen schichtungsbildend auswirken müssen.

Aber auch jedes kontinentale Wasserbecken hat seine Strömungen, auf welche die Periodizität der Zuflüsse wirken müssen.

Schließlich entsteht bei subaerischen Sedimenten Schichtung durch die Unregelmäßigkeit der Luftströmungen.

Von dieser aktualistischen Behandlung des Themas kehren wir zu den fossilen Absatzgesteinen zurück. Ich denke nun zunächst an marine Verhältnisse und Parallelschichtung zweier Komponenten. Es erweist sich als nützlich, die Schichtung nicht nur für sich allein, sondern auch in ihren Verbandsverhältnissen in stratigraphisch horizontalem Sinne zu betrachten. In den weitaus meisten Fällen bleibt das Mächtigkeitsverhältnis der beteiligten Gesteine nicht gleich, sondern verändert sich zugunsten der einen Komponente oft bis zu deren ausschließlichem Vor-

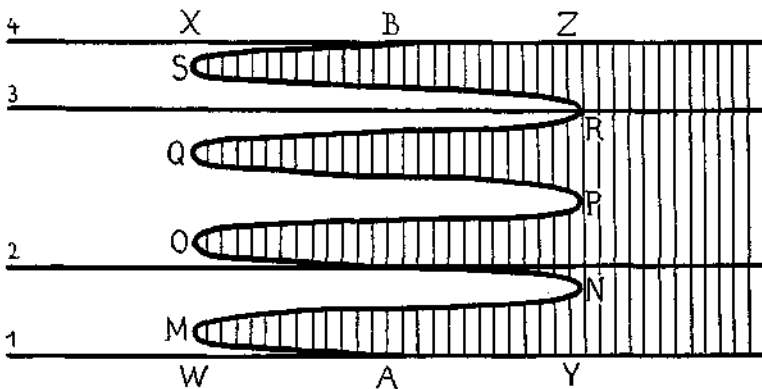


Abb. 1. Schematisches Profil der auskeilenden Wechsellagerung. Die Grenze zwischen den Bildungsgebieten der beiden Fazies pendelt während der Sedimentation im Raume WX—YZ hin und her. Linke Fazies — ohne Signatur, rechte Fazies — mit vertikalen Schraffen. 1 bis 4 — aufeinanderfolgende Oberflächen des gebildeten Gesteins (isochrone Flächen). Es läßt sich erweisen, daß die pendelnde Faziesgrenze in der Regel Strömungsgrenzen im Medium entspricht.

herrschen. Das andere Gestein „keilt aus“, wie man zu sagen pflegt. Wir haben den Faziesverband der „auskeilenden Wechsellagerung“ vor uns, welcher schon längst bekannt ist, aber in seiner Bedeutung für die Schichtung nicht genügend gewürdigt wird. Vgl. u. a. Andréé, 1924, S. 442—443. Es erscheint angebracht, sich deren Entstehung vor Augen zu führen.

Zwei durch ihre Bildungsbedingungen etwas verschiedene Sedimentationsräume stoßen unter sonst einfachsten Verhältnissen (Sedimentationsgeschwindigkeit in beiden gleich und konstant) in der in Abb. 1 im Profil sich punktförmig abbildenden Grenze A aneinander. Die Geraden 1—4 sind die Trassen aufeinanderfolgender Grenzflächen gegen das Medium. Der ganze Gesteinskörper baut sich aus solchen ehemaligen Grenzflächen oder, wie man auch sagen könnte, isochronen Flächen auf, welche, wenn fossil erhalten, zu Schichtflächen werden. Wenn die Grenze A während des ganzen Sedimentationsvorganges ihre

Lage nicht ändern würde, würden die beiden den verschiedenen Bildungsbedingungen entsprechenden Fazies einfach an der vertikalen Ebene mit der Trasse A—B aneinanderstoßen. Wir nehmen aber an, daß die Grenze zwischen den beiden Bedingungskomplexen während der Sedimentation im Raume W-X, Y-Z hin- und herschwingt. Die Folge ist eine zylinderförmige Faziesgrenze mit der Wellenlinie A-M-N-O-P-Q-R-S-B als Trasse, also die auskeilende Wechsellagerung der beiden Fazies.

Man sieht sofort, daß die Schichtflächen nicht genau mit der Faziesgrenze zusammenfallen, sondern sie unter einem meist spitzen Winkel schneiden. Im beschränkten Aufschlusse kann dieser Winkel gewöhnlich vernachlässigt werden und die Faziesgrenze, welche oft durch Gebirgsbewegung und Verwitterung vielfach als Ablösungsfläche weitergebildet wurde, als Schichtfläche angesehen werden. Aus der Definition der Schichtfläche ergibt sich die Definition der Schicht als Gesteinsteil zwischen zwei benachbarten Schichtflächen. Die Fazieskeile sind also auch nur annäherungsweise Schichten, aber in der Regel können sie Schichten gleichgesetzt werden. Dann gilt die Definition: „Schichtung ist Wechsellagerung“ im Bereiche der Anwendbarkeit unseres Schemas. Die Definition der Schichtfläche als alte Grenzfläche ist die einzige, welche unserer genetischen (in diesem Falle paläogeographischen) Naturanschauung entspricht, und ist auch allgemein, wenn auch oft nur stillschweigend, angenommen. Wir müssen uns dieser bedingten Gleichsetzung der Ablösungsfläche mit der Schichtfläche nur bewußt bleiben und nicht in Erstaunen geraten, wenn ihre Bedingtheit einmal auffällig wird, wie etwa nahe dem Ende eines Fazieskeiles oder infolge diagenetischer Vorgänge, vgl. z. B. Rüger, 1922, S. 82.

Die mannigfaltigen Erscheinungen der Schichtfläche als alte Lithosphärenoberfläche sind bekannt.

Ich bezeichne im Aufschlusse einen durch Auswittern einer geringmächtigen Schicht entstandenen Hohlraum als Schichtfuge, eine herausgewitterte, widerstandsfähigere Schicht als Bank. Das erscheint mir dem allgemeinen Wortgebrauch am meisten zu entsprechen. Wir reden von Kalkbänken bei Kalk-Mergel-Wechsellagerung, von Sandsteinbänken bei der Sand-Ton-Wechsellagerung. Semper, 1917, hat recht, wenn er behauptet, daß es natürliche Aufschlüsse gibt, wo zwar eine Fuge vorhanden ist, aber eine Zwischenlage nicht nachgewiesen ist. Aber in zahlreichen Fällen ließen entsprechende künstliche Aufschlüsse (Steinbrüche u. a.) eine solche Zwischenlage erkennen. Die auskeilende Wechsellagerung verknüpft sie fest mit der Exogenese und Unterbrechungsschichtung reiht sich durch Übergänge unmittelbar an. Warum sollten wir den klaren genetisch-morphologischen Begriff der Schichtfuge über Bord werfen und durch den neutralen Ausdruck Bankungsfuge ersetzen? Das hieße doch das Kind mit dem Bade ausschütten. Man vergesse nicht, daß jeder irgendwie genetisch definierte Begriff in den deskriptiven Wissenschaften eine solche Verallgemeinerung vorstellt. Trotzdem ist er das unerläßliche Rüstzeug einer allgemeinen genetischen Naturerkenntnis. Wir dürfen nur nicht darauf vergessen, daß unsere

Abstraktionen ständig an der Anschauung weiter geprüft werden müssen. Semper scheint zu glauben, daß nicht auswitternde Zwischenlagen, sondern Lagerklüfte, welche gelegentlich unabhängig von solchen Zwischenlagen entstehen können, in der Regel die Ursache der Fugen sind. Gewiß gehen an den Zwischenlagen mit Vorliebe Bewegungen vor sich, und man könnte daher glauben, daß nicht die Zwischenlagen, sondern die Ablösungsflächen die Ursache der Fugen sind. Dem widerspricht aber die Erfahrung, daß die Fugen auch an tektonisch gänzlich unberührten Gesteinen ebenso entstehen wie an durchbewegten. Aus den Fugen auf tektonische oder gar diagenetische Bewegung zu schließen, wäre auch ein verderblicher Zirkelschluß.

In der Umgebung von Prag sind die unterturonen, sogenannten Weißenberger Pläner ein Beispiel für solche, Schichtung vortäuschende Lagerklüfte. Allerdings ist nicht erwiesen, daß die Klüfte nicht teilweise einem versteckten Gesteinswechsel folgen. Aber ihr unregelmäßiger Verlauf, seitliche Vereinigung und Verbiegung bilden einen in die Augen springenden Unterschied gegen echte Schichtfugen. Auch Stanczak, 1921, S. 22, erkannte, daß diese Fugen nicht durch Herauswitterung weicher Zwischenlagen entstanden sind.

Daß die Schichtung als Schar mechanischer Unstetigkeitsflächen eine Reihe von tektonischen Erscheinungen ermöglicht und neben Gesteinsfärbung und Diaklasen gewöhnlich das erste ist, was im Aufschlusse im Felde beobachtet wird, sei nebenher erwähnt.

Das in Abb. 1 abgeleitete Fazieschema kann auch der Erläuterung des Gesetzes von der Korrelation der Fazies nach Johannes Walther dienen, denn der schichtungsartige Fazieswechsel in vertikalem Sinne erfolgt zwischen nebeneinander entstehenden Fazies.

Die Grenzlinie der beiden Fazies ist natürlich in der Natur entsprechend dem Übergange im Medium keine scharfe, sondern eine allmähliche: bei der Kalk-Mergel-Wechselagerung eine allmähliche Änderung des Kalkgehaltes, bei der Verknüpfung klastischer Gesteine eine allmähliche Änderung der Korngröße usw. Denken wir uns, daß sich diese Änderung zwischen zur Wellenlinie (Abb. 1!) parallelen Grenzen vollzieht, so wird erklärlich, daß Kalkbänke um so reiner werden, je dicker sie werden, denn man nähert sich ja der reinen Kalkfazies. Das kann auch tatsächlich in vielen unten angeführten Beispielen beobachtet werden. Ebenso wird erklärlich, daß dickere Sandsteinbänke reiner von tonigen Beimengungen sind als dünnere. So sind im böhmischen Untersilur die verkieselten mächtigen Sandsteinbänke in d_2 und d_3 stets hell und rein, während die dünneren Sandsteinbänke in d_4 dunkler sind und mehr Feldspat, Ton usw. beigemischt enthalten. Häufig sind sie dann von dem Tonschiefer nicht mehr scharf abgegrenzt.

Bei Sedimenten geringerer Tiefe würde die für die Entwicklung des Schemas vorausgesetzte Konstanz der Verhältnisse eine der Aufschüttung gleiche Senkung des Sedimentationsgebietes bedingen, wobei aber, wenn an marine Verhältnisse gedacht wird, die in der Regel mit der Senkung Hand in Hand gehende Entfernung der Küstenlinie durch Aufsteigen der Schwellengebiete verhindert werden müßte. Nur so könnte der faziesverschiebende Einfluß der Strandverschiebung hintangehalten

werden. Solche Gebiete sind aber vor allem die Geosynklinalen, welche also für die Entwicklung einfacher Verhältnisse am ehesten geeignet erscheinen.

In der Tat sind auch die Geosynklinalen das Gebiet regelmäßiger Schichtung mächtiger Sedimentmassen; das ist bereits Philippi, 1908, S. 376, aufgefallen. Wenn er aber den Boden der Geosynklinalen wegen jeder einzelnen Schicht in Bewegung setzen will, befindet er sich auf dem Holzwege und kann die auskeilende Wechsellagerung mit massigen Kalken nicht erklären. Diese sind es teilweise, welche Brinkmann, 1926, S. 219, gerade zur gegenteiligen Ansicht verführen. Weil er, seine eigenen Beobachtungen verallgemeinernd (vgl. diese Arbeit S. 491), tektonische Auf- und Abbewegung als allgemein gültige Schichtungsursache ansah, folgerte er: in den Geosynklinalen dauernd abwärtige Undation — daher keine Schichtung. Nur die auf Grund der auskeilenden Wechsellagerung im nachfolgenden entwickelte Theorie des Strömungswechsels führt aus diesem Dilemma und erklärt massige Sedimente neben wohlgeschichteten in den säkular sinkenden Ablagerungsräumen.

Der Idealfall Abb. 1 ist natürlich nie vollständig verwirklicht. Abgesehen davon, daß die Fazieskeile meist viel länger sind und allmählich in die andere Fazies übergehen, kommen unzählige Varianten durch seitliche Verlagerung des Wechselgebietes beider Fazies, durch Unregelmäßigkeiten der Dauer der Schwingungen, durch Beteiligung von mehr als zwei Fazies, Verschiedenheit der Sedimentationsgeschwindigkeit, Unebenheit der Unterlage usw. vor. Da unser Intellekt nur auf dem Wege der Abstraktion arbeiten kann, ist die Herausschälung des Wesentlichen in Form eines Idealfalles vollauf berechtigt.

Die Frage der Entstehungsbedingung der einzelnen Fazies ist in den Fällen, wo das Schema anwendbar ist, in den Gebieten leichter zu lösen, wo eine der beiden Fazies ausschließlich herrscht. Im Wechselabschnitt (Schichtungsgebiet) interessiert in erster Linie die Ursache des Wechsels. Wir haben bereits wahrscheinlich gemacht, daß der korrele periodische Naturvorgang der Strömungswechsel im weitesten Sinne des Wortes sein muß. Die weite Verbreitung der Faziesverknüpfung durch auskeilende Wechsellagerung ist eine weitere Stütze dieser Anschauung. Die Betrachtung des marin-kontinentalen Strömungssystems läßt erkennen, daß die periodischen Schwankungen hauptsächlich auf eine Verlagerung der Stromgrenzen hinauslaufen. Allerdings sind hier wieder die seichteren Gebiete zunächst zu betrachten, wo die Entwicklung von Strömungsstockwerken nicht so sehr hervortritt. Der Vorgang stellt sich so dar, daß eine Strömung in den Bereich einer anderen Strömung hineinpendelt und umgekehrt. In gewissen Gebieten herrscht aber die eine oder die andere Strömung. Wenn man bedenkt, daß die physikalisch-chemischen Eigenschaften des Mediums als Voraussetzung der Faziesentwicklung in beiden Strömungen verschieden sind, ist auf diese Weise die Entstehung der auskeilenden Wechsellagerung erklärt und deren Verbreitung wird zur Stütze der Theorie des Strömungswechsels. Die schwankende Bedingungsgrenze in Abb. 1 erweist sich als Strömungsgrenze, welche durch ihr Pendeln den Wechsel der jeder der beiden Strömungen eigenen Fazies hervorruft.

Den rechten Sinn erhält diese Allgemeinbetrachtung allerdings erst dann, wenn für die verbreitetsten Schichtungsfälle die für die Art der Sedimentation maßgebenden Eigenschaften der Strömungen festgelegt werden und damit der Begriff, was wir unter einer Strömung zu verstehen haben, klarer herausgeschält wird. Durch die Allgemeinbetrachtung soll eben die Gleichartigkeit verschiedener Schichtungsfälle erklärt werden, denn tatsächlich tritt die Erscheinung bei den verschiedensten Gesteinen in so ähnlicher Weise auf, daß eine Allgemeindarstellung möglich sein muß, und diese glaube ich im vorstehenden gegeben zu haben.

Es erübrigt nun, die verbreitetsten Schichtungsfälle zu besprechen und die allgemeine Gültigkeit der Theorie des Strömungswechsels darzutun.

Überblicken wir die fossilen Sedimente, so heben sich sofort zwei durch Übergänge verknüpfte Schichtungsfälle von so großer Verbreitung heraus, daß alle anderen zusammengenommen eigentlich nur einen geringen Bruchteil ausmachen. Diese beiden Fälle sind: Wechsellagerung klastischer Gesteine verschiedener Korngröße und Kalk-Mergel-Wechsellagerung. Mit diesen Fällen wollen wir uns zuerst befassen.

II. Wechsellagerung klastischer Gesteine verschiedener Korngröße.

Als maßgebende Eigenschaft des Mediums ist die Störungsgeschwindigkeit anzusehen. Andere Faktoren, wie z. B. Salzgehalt, Wellenbewegung (sogenannte indirekte Schichtung Walthers) usw., können nur modifizierend wirken. Der Sedimentationsvorgang ist aber äußerst verwickelt und nicht vollständig theoretisch erfassbar. Saura mo, 1923, S. 91—99, hat eine gute Darstellung gegeben. Im Normalfalle, wenn eine Strömung mit Material verschiedener Sinkgeschwindigkeit beladen ist, läuft die Wirkung der verschiedenen Strömungsgeschwindigkeit auf eine Sonderung nach der Korngröße hinaus. Bei stärkerer Strömung kommt gröberes, bei schwächerer feineres Material zur Ablagerung. Als Strömungsgrenze zur Erklärung der auskeilenden Wechsellagerung muß eine Fläche oder eine Wasserschicht gewisser, gleicher Geschwindigkeit angesehen werden, welche die Stromlinien schneiden kann und mit dem Strömungswechsel hin und her pendelt. Auf die auskeilende Wechsellagerung ist natürlich nur die Parallelschichtung beziehbar.

a) Parallelschichtung.

α) Auskeilende Wechsellagerung.

Einen solchen Fall beobachtete ich selbst in der böhmischen Oberkreide in einer Reihe von Profilen, entlang des Baches in der Ortschaft Kunnersdorf bei Zwickau in Böhmen. Die Gesteine sind nach Andert, 1929, S. 100, 101 — Steinberg-Schmideberg — in den Emischer zu stellen, was eigentlich nach der petrographischen Beschaffenheit nicht zu erwarten wäre. Diese Frage ist natürlich hier nicht von Bedeutung. Von der Kreuzung der Straße Zwickau—Deutsch-Gabel mit

der Ortsstraße an nach S ist am linken unteren Talgehänge eine Reihe von Aufschlüssen zu beobachten, welche sich dahin verbinden lassen, daß Grobsandzwischenlagen gegen S immer mehr anschwellen und schließlich beim Totenstein die ganze Höhe des Aufschlusses ausmachen. Wenig nördlich vom Totenstein nehmen auch die schon verschmälernten Feinsandlagen größere Körner auf. Vom Totenstein nach S vollzieht sich das Umgekehrte.

Es handelt sich also um eine Grobsandmasse, welche beiderseits ins Feinsandgebiet Fazieskeile vorstreckt, entsprechend etwa dem rechten Teile der Abb. 1, rechts von W—X, mit einer symmetrischen Fortsetzung nach rechts. (Grobsandgebiet = vertikale Straffen!)

Die Grobsandzwischenlagen bilden hier Schichtfugen. Das reine Feinsandgebiet fehlt oder ist nicht beobachtet.

Die Deutung ist nach dem bereits gesagten einfach. Eine stärkere, Grobsand ablagernde Strömung pendelte beiderseits zeitweilig in das Gebiet einer schwächeren, Feinsand bildenden Strömung. Über die Strömungsrichtung besagen geschilderte Tatsachen nichts. Man darf von einer Beobachtung nicht mehr verlangen, als sie zu leisten imstande ist.

Der Umstand, daß der Zusammenhang hier durch Kombination hergestellt ist, und daß eine feinere, versteckte Störungen ausschließende Stratigraphie fehlt, beeinträchtigt den Wert dieses Beispiels etwas. Dafür bietet eine Literaturdurchsicht reichlich Ersatz. Es genügt, einige Fälle herauszugreifen.

Die Beschreibung der Ablagerungen des 1835 abgelassenen Lungernsees in der Schweiz deutet auf auskeilende Wechsellagerung. Nach Kayser, 1924, I, S. 481 und Fig. 364.

Ebenso sind die verschiedenen Gesteine in den Schemata miteinander verknüpft, welche Barrel, 1911, Fig. 3, 4, von Deltabildungen gibt. Es ist von Wichtigkeit, daß die ursprüngliche Aufschüttungsneigung der Schichten in Deltabildungen oft so gering ist, daß dies im beschränkteren Aufschlusse gar nicht ins Gewicht fällt.

In der Schweizer oligozän-miozänen Molasse verzahnen sich die Konglomerate (Nagelfluh) mit den übrigen Gesteinen, vgl. Heim, 1922, I, S. 65, Fig. 6.

Einen interessanten Fall beschreibt Winkler, 1926, S. 272—280, aus den Julischen Alpen und deutet ihn ganz im Sinne meiner Auffassung durch den Strömungswechsel. Die Bändermergel sind mit dem Flysch durch Übergänge verbunden. Die Sandsteinlagen des Flysch verzungen sich im Bändermergel zu einer sandigen Lage, welche nach oben allmählich in feineres Sediment übergeht und auf einer Abspülungsfläche ruht. Der Vorstoß der gröberes Material führenden Strömung erfolgte rasch unter Aufarbeitung, der Rückzug allmählich. Die Strömungsgrenze erhält die besondere Auslegung einer Mischungszone zwischen Süß- und Brackwasser, wodurch die scharfe Grenze der Flyschsandsteinbänke gegen die Mergelzwischenlagen erklärt wird. Diese Erscheinung (scharf abgegrenztes Zwischenmittel) ist allerdings verbreitet, z. B. im böhmischen Paläozoikum im untersilurischen Sandstein $d_2 = d_3$. Nach meiner Auffassung hätte die paläogeographische Analyse auch hier von der auskeilenden Wechsellagerung auszugehen.

β) Ohne Rücksicht auf seitliches Verhalten.

Beispiele für Parallelschichtung, beruhend auf Wechsellagerung klastischer Gesteine verschiedener Korngröße, ohne Rücksicht auf seitliche Übergänge, sind so allgemein bekannt, daß ich mich hier ebenfalls kurz fassen kann.

Zahllose Fälle bietet die Sandsteinfazies der sächsisch-böhmischen Kreide. Schichtfugen entstehen sowohl durch tonige, als auch durch konglomeratische Zwischenlagen. Tonige Zwischenlagen im Emscher bei Böhmisch-Leipa beschrieb ich in meiner Arbeit Vortisch, 1928, S. 83—86, Abb. 1—3, Lichtbild 1, 2. Vgl. auch Andert, 1929, S. 72, 73, Abb. 8—10, Taf. 6, Fig. 2. Der Strömungswechsel ist hier lokal ein polarer. Plötzlich einsetzende rasche Strömungen können die am Ende des vorhergehenden Zyklus abgelagerten Tonlagen zu Tongallen aufarbeiten und zunächst groben, dann aber, bei Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit, immer feineren Sand und endlich etwas Ton absetzen. Es ist von Wichtigkeit, daß solche regelmäßige Aufschlußstellen seitlich auf wenige Meter allmählich in Kreuzschichtung übergehen können, wo der Strömungswechsel ein viel unregelmäßigerer war. Wie verfehlt wäre es, aus einem beschränkten Aufschluß auf großzügige, etwa gar tektonische Regelmäßigkeiten zu schließen! Ähnliche, teilweise aufgearbeitete tonige Zwischenlagen im Sandstein schildert Lamprecht, 1928, S. 8—13, sehr eingehend aus dem Winterberggebiet des Elbesandsteingebirges. Die Aufarbeitung zu Tongallen scheint dort etwas Allgemeines zu sein, vgl. Lamprecht, 1928, S. 15. Da die Arbeit Lamprechts gleichzeitig wie die eben zitierte von mir entstand, konnte beiderseits nicht Bezug genommen werden. Aus dem zenomanen Süßwassersandstein der näheren Umgebung Prags (Vidoule S und Weißer Berg N des Motoltales) beschreibt Stanczak, 1921, S. 17, 18, tonige Zwischenlagen „sowohl zwischen den horizontal geschichteten Hauptbänken, als auch zwischen den diagonal gestellten Lagen innerhalb der Bänke“. Allerdings will er sie auf indirekte Schichtung zurückführen. Bei den diagonalen Lagen ist seitliche Strömung obnein erwiesen. Die horizontalen Sandsteinbänke sollen bis 2 m dick sein. Solche Sandmengen könnten doch nicht mit einem Schlage, wie die indirekte Schichtung erfordert, aufgewirbelt werden! Von Bedeutung ist vielmehr die Unterlagerung und seitliche Vertretung der Sandsteine durch Tone, vgl. Schander, 1924, S. 125 oben. (Schander, 1923, S. 62, in der textlich nicht ganz gleichen ersten Ausgabe der Arbeit 1924, erklärt, daß keine Tonzwischenlagen im Perutzer Sandstein der Vidoule und des Laurenziberges, d. i. Weißen Berges, vorkämen. Er hat sie wegen ihrer Geringmächtigkeit wohl übersehen.) Durch die seitliche Vertretung des Sandsteins durch Tone ist der Schichtungsfall den übrigen schon besprochenen beigeordnet.

Für gröbere parallele Zwischenlagen ist der Sandstein in der Umgebung der Sommerfrische Oybin bei Zittau ein gutes Beispiel, vgl. die ausgezeichnete Fig. 1, Taf. 9, des mittelturonen Oybinfelsens bei Andert, 1929. Die Schichtfugen werden, wie ich mich selbst überzeugen konnte, durch konglomeratische Zwischenlagen hervorgerufen, welche bald mit dem

Liegenden, bald mit dem Hangenden durch Übergänge, d. h. durch Abnahme der hasel- bis wallnußgroßen Gerölle verbunden sind. Der polare Strömungswechsel ändert also hier seinen Sinn.

Weitere naheliegende Beispiele liefert das böhmische Algonkium und Paläozoikum:

Mitteldevon	{	Schiefer-Sandstein-Wechselagerung,		
Unterdevon		Sandstein nach oben zunehmend . .	<i>h</i>	
Obersilur		Kalk-Mergel-Wechselagerung	<i>e—g</i>	
Diskordanz				
Untersilur	{	Schiefer-Sandstein-Wechselagerung	Reinere, mächtigere Sandsteinbänke	$d_5 = d\zeta$
			Reinere, mächtigere Sandsteinbänke	$d_2 = d\delta$
			Schiefer mit Hornsteinknollen (Geodenterrain)	$d_1\gamma$ u. T. = $d\gamma_1$
			Diabastuffe und -decken, Roteisensteine	$d_1\beta = d\beta$
			Grundkonglomerat örtlich	$d_1\alpha$ u. T. = $d\alpha_1$
Diskordanz				
Kambrium	{	Schiefer-Sandstein-Konglomerat-Wechselagerung, im oberen Teil Paradoxides-schiefer, unten Grundkonglomerat und Sadek-Bohutiner Grauwacke mit Trocknungsrisse und Tongallen	<i>c</i>	
		Diskordanz		
Algonkium	{	Schiefer-Sandstein-Wechselagerung oft mit starkem Vorwiegen der Schiefer, Schiefer-Konglomerat-Wechselagerung an der Basis der oberen Abteilung	<i>b</i> ob. T.	

Neuere Literatur: Kettner und Kodym, 1919, Heritsch, 1928. Stanczak, 1921, S. 2—16, hat in seiner leider bisher unveröffentlichten Dissertation die Gesteine des Untersilurs bei Prag rücksichtlich ihrer Schichtung einer genauen mikroskopischen Analyse unterzogen. Sein Ergebnis über die Schichtungsart entspricht obiger Übersicht.

Die S. 479 näher behandelte Kalk-Mergel-Wechselagerung bildet, ganz entsprechend der geringen Beteiligung der Kalke an den Sedimenten überhaupt, eine der Mächtigkeit nach stark zurücktretende Einschaltung.

b) Schrägschichtung.

Dieses Kapitel bildet lediglich einen Anhang zur klastischen Parallelschichtung. Ich weise zunächst auf ein Beispiel hin, welches tatsächlich einen Kombinationsfall zwischen Parallelschichtung (Kalk-Mergel-Wechselagerung) und Schrägschichtung darstellt. Es wurde von Winkler, 1926, besonders Fig. 2, S. 291, beschrieben. Die den Hornsteinplattenkalken

innerhalb der Kalkbänke eingeschalteten kreuzschichtigen Lagen beweisen lediglich die zeitweilige Steigerung der Geschwindigkeit der kalkfreundlichen Strömung in den Geschwindigkeitsbereich der Kreuzschichtung. Im übrigen ist die Wechsellagerung eine Folge des Wechsels kalkfreundlicher und kalkfeindlicher, chersogener Detritus führender Strömungen, wie dies im nächsten Kapitel näher auseinandergesetzt wird. Mit den von Andréé, 1916, S. 377 und 388—390, dargelegten Fällen hat dieses Beispiel nichts zu tun.

Im allgemeinen sind wir bezüglich der Schrägschichtung heute noch nicht viel weiter, als die Zusammenfassung, welche Andréé vor 15 Jahren gegeben hat. Wie im Falle der Schichtung überhaupt, erweist es sich als naiv, lediglich aus den Aufschlußbildern der Schrägschichtung gleich auf das paläogeographische Milieu schließen zu wollen. Ein besonders oft unterlaufender Fehler, den auch Andréé tadelt, ist der Mangel an der Beachtung der räumlichen Verhältnisse. Deren Darstellung in Stereogrammen wäre zweckmäßig. Wie bei den übrigen Schichtungs-fällen wären zunächst die physikalischen Vorgänge im Medium, also wieder die Strömungsverhältnisse, aufzuklären. Hiezu wird aber das Experiment unentbehrlich sein. Die Flußbaulaboratorien würden hier gute Dienste leisten. Solange auf diesem Wege nichts erreicht ist, bleibt nur das Weitersammeln und Beobachten. Dementsprechend begnüge ich mich mit der Darlegung einiger mir bekannter Beispiele.

Den einfachsten Fall bildet das Gestein, welches als Erosionsreste den Mönchsberg und Rainberg in Salzburg aufbaut. Bänke von 0·6 bis 1·2 m Mächtigkeit mit reichlichem, kalkig-sandigem Bindemittel werden durch leichter auswitternde, bindemittelarme, also reiner konglomeratischer Lage von 4 bis 10 cm Dicke getrennt. Auch kalkarme sandige Lagen bilden Fugen, vgl. Fugger, 1903, S. 13. Seit langem hat das regelmäßige, höchstens 30° betragende Fallen des Gesteines zur Annahme tektonischer Aufrichtung geführt. Was dem erfahrenen Auge sofort auffällt, ist das Fehlen von Diaklasen, welche kaum ein tektonisch aufgerichtetes Gestein verschonen könnten. Schon dieser Umstand macht tertiäres Alter unwahrscheinlich. Das Auffinden von Moränen im Liegenden und Hangenden, Gletscherschliffe auf der Hangendfläche beweisen interglaziales Alter. Schließlich ist die Einfallsrichtung keine so konstante, als es auf den ersten Blick scheinen mag, sondern ändert sich um einen beträchtlichen Winkel, von SW am Südwestende des Mönchsberges über W nach NNW am Nordende des Mönchsberges. Auch Nordnordostfallen soll vorkommen, vgl. Penck und Brückner, 1909, S. 161—164. Penck läßt vor unseren Augen einen interglazialen See erstehen, in welchen das Konglomerat geschüttet wurde. Sicher hat ein Wasserlauf mit steilem, zum Transport groben Gerölles befähigendem Gefälle unvermittelt durch einen starken Gefälleknick seine Transportkraft verloren. Vielleicht ist die Schichtung durch jahreszeitliche Wasserstandsschwankungen des Flusses hervorgerufen. Wir haben hier wirklich einen verhältnismäßig einfach gebauten Kegel vor uns. Lokal widersinniges Einfallen erklärt sich dadurch, daß der Vorbau nicht überall gleichmäßig erfolgte. Eine von einem starken Mündungsarm gespeiste, vorausseilende Partie konnte auch widersinnig wachsen.

Weniger klar sind die Verbandverhältnisse. Die Ablagerung muß einst mächtiger gewesen sein, denn von flacher liegendem oder wirt kreuzschichtigem, im Gebiete der Zufuhrkanäle gebildetem Gestein ist nichts erhalten. Auf Grundablagerungen, in welche die schrägen Bänke übergehen müßten, deutet vielleicht die Bemerkung Pencks und Brückners, 1909, S. 162, Zeile 7, 8: „auf die (nämlich die Mergel) sich zunächst eine Sandsteinbank lagert“. S. 163 ist von weiter im N vorhandenen, gleichalterigen Sandsteinen die Rede.

Auch im Emscher der Umgebung von Zwickau in Nordböhmen erreicht die Schrägschichtung riesige Ausmaße. Die Sandsteinbänke werden durch Schichtfugen getrennt, deren Ursache oft nur wenige Millimeter dicke Zwischenlagen etwas gröberes Sandsteines sind. Manchmal sind die auswitternden Zwischenlagen für die Feldbeobachtung nicht vom übrigen Gestein zu unterscheiden. Auch hier bleibt die Richtung des Einfallens über größere Strecken konstant. Aber man kann diskordante Überlagerung durch flache Sandsteinbänke beobachten. Die Schrägschichtung scheint sich in mehreren Stockwerken zu wiederholen. Da alle aufgefundenen Versteinerungen auf rein marine Verhältnisse hinweisen, können nur die Gezeitenströmungen im Flachmeer die Sandmassen transportiert haben.

In beschränkten Aufschlüssen in der Richtung des Schichtfallens ist sowohl im Emscher Nordböhmens als im Mönchsbergkonglomerat die Entscheidung, ob es sich um tektonische Aufrichtung oder Schrägschichtung handelt, schwer zu treffen. Einen Anhaltspunkt für das Vorhandensein der Schrägschichtung bieten konvergierende Schichtfugen. Dagegen geben Aufschlußwände senkrecht zur Fallrichtung, d. h. also in der Streichrichtung, meist Bilder, welche das Vorhandensein der Schrägschichtung außer allen Zweifel stellen. Vortisch, 1924, S. 1—4, Fig. 1, 2.

Zeigen die eben erwähnten Beispiele eine gewisse Regelmäßigkeit in der Größe und Richtung des Einfallens der schrägen Bänke, so bildet der glaziale Sandur von Pankratz in Nordböhmen ein Beispiel vollständiger Regellosigkeit. Vortisch, 1925, S. 4. Die Fallrichtung der schrägen Lagen wechselt ständig, dazu kommen zahlreiche unregelmäßige Diskordanzen. Es entsteht das Bild der wirren Kreuzschichtung, André, 1916, S. 391.

Wenn wir uns auch in den angeführten Beispielen eine Vorstellung von den Entstehungsbedingungen gemacht haben, so fehlt doch jede klare physikalische Einsicht in den Entstehungsvorgang, welcher allein zur Grundlage einer exakteren paläogeographischen Auswertung dienen kann. André, 1916, S. 382—399, äußert sich dementsprechend stets nur vermutungsweise. Über dieses Stadium sind wir noch nicht hinaus.

Die Schrägschichtung der äolischen Sande bildet nur einen untergeordneten Teil des ganzen Kapitels.

Ewald, 1920, glaubt im Buntsandstein ein Kriterium zur Unterscheidung der Kreuzschichtung fluviatiler und äolischer Kreuzschichtung gefunden zu haben. Die Ansicht bedarf jedenfalls noch weiterer Bestätigung.

III. Kalk-Mergel-Wechselagerung.

a) Auskeilende Wechselagerung der Steinplatte bei Waidring.

Ich beginne hier gleich mit den Verhältnissen im Rhät der ostalpinen Trias an der Westseite der Steinplatte bei Waidring in Tirol, da diese für die Entwicklung meiner Auffassung maßgebend waren. Eine eingehende Beschreibung habe ich bereits 1926, S. 3—12, gegeben. Ich wiederhole nur kurz das für das Schichtungsproblem in Betracht kommende.

Ganz entsprechend unserem Schema greifen von N her Mergelungen in den weißen, reinen, sogenannten Riffkalk, endigen auch wie gefordert verhältnismäßig unvermittelt, vgl. Abb. 2. Die Kalklagen dazwischen werden gegen N toniger und dunkler, ein Zeichen für den beginnenden Übergang in Mergel. Eine Abweichung von unserem

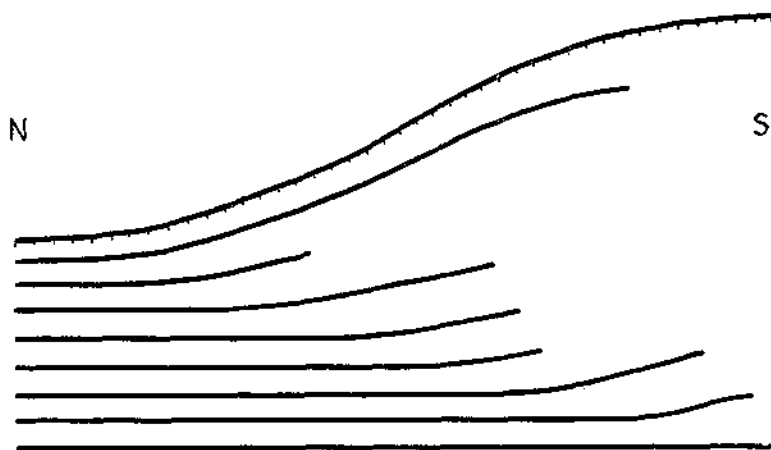


Abb. 2. Auskeilende Wechselagerung zwischen Mergeln links (dicke Striche) und oberrhätischem Riffkalk rechts (ohne Signatur) an der Steinplatte bei Waidring, vgl. Vortisch, 1926, Taf. I. Etwas schematisiert — es sind viel mehr Mergelzwischenlagen vorhanden. Das reine Mergelgebiet fehlt. Zauulinie — obere Grenze des Rhät und gleichzeitig des Aufschlusses.

Schema wird zunächst durch die größere Mächtigkeit der kalkigen gegenüber der mergeligen Fazies hervorgerufen, wodurch die Mergelkeile gegen S etwas ansteigen müssen. Die reine Mergelfazies fehlt, ist aber in geringer Entfernung zu vermuten.

Gemäß unserem Schema, Abb. 1, ist die Schichtung im linken Teile des Aufschlusses, als Wechselagerung zwischen Mergel und Kalkbänken, eine Folge des Hin- und Herpendelns der unscharfen Grenze zwischen den Gebieten der Mergel- und der Kalkbildung. Da der Niederschlag festländischen tonigen Materials keine Erklärungsschwierigkeiten bietet, bleibt noch die Kalkbildung, in geringerer Menge im Mergelgebiet, reichlicher und fast ausschließlich herrschend im Kalkgebiet, zu erklären. Die marine Kalkbildung — es handelt sich nach den organischen Resten zweifellos um marine Gesteine — ist leider noch nicht restlos geklärt. Auf diese Frage näher einzugehen, ist hier nicht unbedingt

nötig. Zur Erklärung der vorliegenden Faziesverknüpfung genügt die gewiß viele Anhänger zählende Ansicht, daß die marine Kalkbildung in erster Linie vom physikalisch-chemischen Zustande des Meerwassers (Hydroklima) abhängt. Die Entscheidung gehört hier wohl dem Studium der Kalkbildung in den rezenten Meeren. Auf Grund gewisser Beobachtungen nehme ich an, daß die Kalkbildung, wenn die hydroklimatischen Bedingungen gegeben sind, durch die Organismen irgendwie gefördert wird. Besonders in der Übergangszone zwischen Riffkalk und Kössener Kalk südlich vom Sonntagshorn (Vortisch, 1927, S. 102, 103) schwellen nämlich in den Kössener Kalken einzelne Kalkbänke zu kleinen Riffen von der allgemeinen Gestalt der rhätischen Riffe (Vortisch, 1926, Abb. 4) an. Aus dem für das benachbarte Riff nötigen, aber auch hier wahrscheinlich noch gültigen Senkungsvorgang ist zu schließen, daß sie bereits unter der Grenze des Korallenwachstums (in diesem Falle Thecosmilienwachstums) entstanden sind. Gleichwohl ist das Gestein von Resten anderer benthonischer Organismen erfüllt, im Gegensatz zu den benachbarten, unveränderten Kalken. Der Kalk der Riffchen ist heller und reiner als der der Nachbarschaft. Die Kalkbildung muß durch eine auf wenige Meter wirkende Ursache befördert worden sein. Eine derartige anorganische Ursache ist nicht denkbar, es bleibt nur die Wirkung der Organismenkolonien, die ja auch ihre Reste zurückgelassen haben. Am ehesten wäre an Verwesungsfällungskalk oder physiologischen Fällungskalk zu denken. Aber die Vorbedingung der Kalkbildung ist eine anorganische und gehorcht den exogenen Vorgängen. Diese anorganische Bedingtheit genügt im allgemeinen für die Erklärung unserer Faziesverknüpfung. Die Organismenwirkung ist ihr untergeordnet und kommt nur gelegentlich, wie in dem eben geschilderten Falle, selbständig zur Geltung. Keinesfalls sind die hier behandelten Riffe einfach Haufen von kalkigen Resten, die als Fremdkörper in den benachbarten Sedimenten stecken, sondern sie sind mit diesen eng verknüpft. Manchmal mögen solche Organismenanhäufungen vorkommen und vielleicht sind auch manche Partien der oberrhätischen und im nachfolgenden ihnen verglichenen Riffe sogenannter gewachsener Riffkalk. Für die Faziesbeziehungen der Vorkommnisse, welche ich im Auge habe, ist dies ohne Belang. Oft wurden die Riffe, die besser nach meiner Auffassung zu erklären sind, fälschlich als solche Fremdkörper dargestellt, z. B. das an der Steinplatte selbst von Mojsisovics, 1871, Taf. VII, Fig. 11. Die vorgebrachte Anschauung über die Kalkbildung berührt sich mit der Arn. Heims, 1924, S. 28, 29, wonach „die Riffe und gesteinsbildenden Kalkschalenorganismen überhaupt an jene Meeresräume gebunden sind, wo der Kalkgehalt zum Ausschneiden neigt.“ Dagegen halte ich die Deutung jedes dichten Kalzits zwischen kalkigen, organischen Resten als anorganischen Übersättigungskalk für eine allzu naive Auslegung des Schliffbildes. Vor allem ist die Tätigkeit der Schlammfresser, korallenabweidende Fische und die feinsten organischen Strukturen zerstörende Umkrystallisation zu wenig berücksichtigt. Wo anders sind die Kokkolithen, Globigerinenstachel usw. hingekommen, die doch sicher in großen Mengen in die fossilen Sedimente gelangt sind? Meiner Erfahrung an Schliffmaterial nach werden auch alle dem Meerwasser längere Zeit

ausgesetzten Organismenreste zu dichtem Kalzit. Ähnliches berichtet Goldman, 1926, S. 42, vom Riffsande der Bahamainseln in erster Linie für Kalkalgenreste.

Als Erklärungsmöglichkeit für das Neben- und Nacheinander kalkreicher und kalkarmer Schichten liegt nunmehr der Wechsel der Meeresströmungen auf der Hand. Im Riffgebiet herrschte eine von chersogenem Material fast freie, die Kalkbildung begünstigende Strömung, im Gebiete der Mergelfazies, in welches sich unser Aufschluß nicht ausdehnt, eine mit chersogenem, tonigem Material beladene, der Kalkbildung weniger günstige Strömung. Die Grenze der verschiedenen Bildungsbedingungen, welche durch ihr Pendeln die Wechsellagerung zwischen kalkreicheren und kalkärmeren Gesteinen hervorrief, war der allmähliche Übergang zwischen den beiden Strömungen. Dementsprechend vermergeln die Kalkbänke weiter entfernt vom Riffkalk mehr und mehr, während sie andererseits ganz allmählich in Riffkalk übergehen. Die von mir ausgesprochene Ansicht über die Kalkbildung trägt der engen Gesteinsverknüpfung Rechnung. Sie läßt den Riffkalk nicht als etwas Fremdes innerhalb des Gesteinsverbandes erscheinen, wie die ältere Theorie der Kalk- und Riffbildung (organischer Kalk im engeren Sinne). Eine enge Verbindung des Riffkalkes mit den heteropischen tonigen Kalken kommt auch durch die Gemeinsamkeit der von mir so genannten subklastischen Textur zustande, d. h. der reichlichen Anteilnahme von aus dichtem Kalzit aufgebauten, geröllchenartigen Körperchen an der Zusammensetzung des Gesteines. Ich neige jetzt zu der Meinung, daß es sich mindestens z. T. um Algenreste handelt, welche unter dem Einfluß des Meerwassers ihren Feinbau verloren haben, vgl. Goldman, 1926, S. 42. Die Einschwemmung von Riffschlamm in die heteropische Region stößt bei meiner Strömungstheorie auf kein Hindernis.

Die Ablehnung des Strömungswechsels durch Alb. Heim, 1909, S. 338, für regelmäßige Kalk-Mergel-Wechsellagerung, die auch von Arn. Heim, 1924, S. 17, aufrechterhalten wird, hat die Erkenntnis der großzügigen Gesetzmäßigkeit entschieden gehemmt. Rhythmische Fällung kann nie eine Faziesverknüpfung wie die an der Steinplatte erklären. Warum sollte sie an dem ungeschichteten „Riffkalk“ halt machen? Gerade die Schweizer Geologen betonen doch den geringen Anteil rein organischen Kalkes. Irgendwie chemisch oder physiologisch ausgefallter Kalk müßte sich auch im Riffgebiet rhythmisch abscheiden und Schichtung hervorrufen, welche die Verwitterung enthüllen würde. Davon ist aber nichts zu sehen. Die im nachfolgenden erwiesene ungeheure Verbreitung der Steinplatte ähnlichen Faziesverknüpfung läßt aber daran denken, daß sie dort, wo sie heute nicht zu beobachten ist, abgetragen wurde oder verhüllt geblieben ist. Auch die Fälle, wo das nicht zugänglich ist und wirklich „die einzelnen Schichten weithin durch das Meer gleichartig gebildet“ wurden (Alb. Heim, 1909, S. 334), „wo es sich . . . um Absätze in weiten Meeren und um große ausgedehnte Regelmäßigkeit des Schichtwechsels handelt“, widersprechen dem Strömungswechsel nicht. „Die Periodizität in der Zufuhr mechanischen Materials“ bildet heute, wo die Periodizität der Meeresströmungen erwiesen ist (es handelt sich ja um feinste Trübe), kein Hindernis mehr.

Arn. Heim, 1924, kommt bei der Suche nach der Ursache der Schichtung der Kalke dem Strömungswechsel sehr nahe. Er erkennt das schwankende Hydroklima als Ursache der Schichtung, als Ursache des schwankenden Hydroklimas wiederum u. a. die Strömungen. Diese können durch entfernte tektonische Veränderungen beeinflußt werden, vgl. Arn. Heim, 1924, S. 34, 36. Zur Erkenntnis, daß der Wechsel des Hydroklimas der allgemeinen Schichtungsursache des Strömungswechsels untergeordnet ist, bleibt nur ein Schritt. Es ist doch unnatürlich, so ähnliche Schichtungsfälle wie die von Arn. Heim, 1924, S. 17, Fig. 5, abgebildeten, die bipolare Kalk-Mergel-Wechselagerung der Drusbergschichten (A) und die polare der Fischschiefer (B) von gänzlich verschiedenen Ursachen herzuleiten. Solche Fälle sah ich in einem Schichtstoß durch Übergänge verknüpft. Bald regelmäßiges, bald unregelmäßigeres Pendeln der Strömungsgrenze erklärt alles viel einfacher. Im ersten Fall (A) war der Hin- und Hergang gleich schnell, im zweiten Fall (B) rückte die tonliefernde Strömung rasch vor, wirkte zunächst durch ihr kalkfeindliches Hydroklima etwas lösend auf den bereits gebildeten Kalk und zog sich langsam zurück.

Wepfer, 1926, faßt unter dem Begriff „Auslaugungs-Diagenese“ zunächst eine Reihe von Beobachtungen zusammen, welche auf Lösungsvorgänge in Kalken hinweisen. Es kommt natürlich sehr darauf an, welche Allgemeinbedeutung man diesen Beobachtungen beimißt. Ton-schiefer sollen ihren Kalkgehalt durch Auslaugung verloren haben. In Anlehnung am Semper, 1917 (vgl. S. 458), sollen die mergeligen Zwischenlagen in Kalken durch Auslaugung an Lagerklüften entstanden sein, die Kalk-Mergel-Wechselagerung somit nur vorgetäuscht oder wenigstens außerordentlich verschärft sein, vgl. Wepfer, 1926, Fig. 2, S. 32. Warum treten aber dann die Tonzwischenlagen ebenso zwischen Sandsteinbänken und im Steinsalz auf? Wie ist dann die so verbreitete auskeilende Wechselagerung zu erklären? Auf diese Fragen vermag die Auslaugungs-Diagenese keine Antwort zu geben. Da die Auslaugung im Bereiche der Grundwasserzirkulation stattfinden soll, müßten künstliche Aufschlüsse der Salzlagerstätten ganz abweichende Gesteine zutage fördern, denn das Salzgebirge kann nicht ausgelaugt sein, sonst wäre es nicht mehr vorhanden. Nichts derartiges wird berichtet. Überhandnehmende Wechselagerung von Ton zu Dolomit und Kalk, Kalk-Mergel-Wechselagerung, Dolomit-Mergel-Wechselagerung sind gerade so vorhanden wie im Hochgebirge. Der Semper-Wepfersche Skeptizismus vermag den Wert einer Arbeit wie der Andrées, 1916, welche ein riesiges Beobachtungsmaterial vereinigt, nicht in Frage zu stellen. Gelegentlich mögen Lösungsvorgänge an der Kalk-Ton-Grenze eine Rolle spielen und sie dürfen nicht außer Acht gelassen werden, aber die Verallgemeinerungen Wepfers stellen eine riesige Übertreibung dar, welche ein Hindernis für die paläogeographische Analyse der Sedimente bildet.

Die schon eingangs erwähnte Vorbedingung der Entwicklung regelmäßiger Verhältnisse, nämlich die mit der Sedimentation Schritt haltende Senkung, wird im Riffgebiet der Steinplatte außerdem noch durch die Durchwachsung der ganzen, an 200 m dicken Riffmasse mit Korallen

(Thecosmilien) bewiesen. Bei rezenten riffbildenden Korallen ist die Tiefe von 40 m als untere Wachstumsgrenze anzunehmen. Gewisse Beobachtungen (Vortisch, 1926, S. 47) beweisen die Gültigkeit dieser biologischen Bedingung für das Wachstum der Thecosmilien.

Eben diese Vorbedingung allmählicher Senkung dürfte einer der Gründe sein, daß man der Steinplatte ähnliche Faziesverknüpfungen zwischen Kalken und Mergeln vorwiegend in Geosynklinalgebieten zu suchen hat.

b) Beispiele auskeilender Wechsellagerung zwischen Mergeln oder geschichteten Kalken und Dolomiten und massigeren Kalken und Dolomiten.

Ich führe nun Beispiele hauptsächlich aus den Alpen und dem böhmischen Paläozoikum, den beiden mir durch Naturbeobachtung und Literaturstudium bekannten Geosynklinalgebieten an. Sie schließen sich eng an die besprochenen Verhältnisse an und erweisen deren allgemeine Gültigkeit. Miteingeschlossen sind auch solche Fälle, wo die Mergel oder die Kalk(Dolomit)-Mergel-Wechsellagerung seitlich durch größer geschichtete oder massige Dolomite und dolomitische Kalke vertreten werden. Der Strömungswechsel bleibt auch dann die beste Erklärung, wenn der Dolomit direkt aus dem Meerwasser entstanden ist oder der Kalkschlamm unmittelbar nach der Bildung unter dem physikalisch-chemischen Einflusse des Meerwassers dolomitisiert wurde. Etwaige diagenetische Dolomitisierung bedeutet keine Änderung der Sedimentationsvorgänge. Diese allein, nicht die Diagenese, werden hier erörtert.

α) Alpen.

Ein Beispiel, das sich an die Verhältnisse im oberen Rhät unmittelbar anschließt, ist der Fazieswechsel von geschichtetem Dachsteinkalk zum ungeschichteten Hochgebirgskalk in der norischen Stufe der ostalpinen Trias. Im Salzkammergut vollzieht sich der Übergang gegen S durch Aufhören der Schichtfugen auf kurzer Strecke. Spengler, 1918, S. 33—34. Gegenüber diesem Fazieswechsel des weit über 1000 m mächtigen Gesteins bedeutet der oberrhätische Fazieswechsel nur ein kurzes Nachspiel. In verschiedenen Teilen ist der Hochgebirgskalk von Korallen durchwachsen, wodurch gleichmäßige Senkung auch hier wahrscheinlich wird. Sollte das Zwischenmittel zwischen den Bänken des Dachsteinkalkes, wie bisweilen behauptet wird (vgl. Arn. Heim, 1924, S. 18—20), wirklich stellenweise fehlen, so bedeutet das keine Änderung unserer Anschauung über die Entstehung der Schichtung, denn die Omissionsschichtung ist nur ein Grenzfall der Kalk-Mergel-Wechsellagerung.

Ganz ähnliche Faziesübergänge vom norischen dunklen Hornsteinknollenkalk (= Aflenzer Kalk) zum Hochgebirgskalk beschreibt Spengler, 1920, S. 230 und 237, 238, Taf. IV, Prof. I (Schönleiten, Höchststein, Feistringstein) aus dem Aflenzer Triasgebiet. Mir vorliegende Lichtbilder zeigen paketweises, ziemlich unvermitteltes Aufhören der Schichtfugen.

Ferner wird in der ladinischen Stufe der Reisalpendecke des Traisengebietes Guttensteiner-Reiffinger Kalk allmählich durch mächtigeren, helleren, dickbankigen Wettersteinkalk ersetzt. Es ist dies nur ein Bestandteil eines verwickelteren Fazieswechsels, an welchem auch Dolomit beteiligt ist. Spengler, 1928, S. 114—116 und Taf. I, Prof. XI, X (Gemeinde Alpe — Punkt 999).

Die auffälligsten Beispiele für alpinen Fazieswechsel bieten die süd-tiroler Dolomiten. Die Erforschung dieses Gebietes ist gleichbedeutend mit den Fortschritten in der Kenntnis dieses Fazieswechsels, besonders in der ladinischen und karnischen Stufe. Als Hauptursache der Fazieszersplitterung werden die Eruptionen angesehen. Cornelius und Furlani-Cornelius, 1926, S. 31, 32. Starke Bodenbewegung und unregelmäßige Material(= Tuff)lieferung war mit den Eruptionen verknüpft. Gleichwohl herrscht der Strömungswechsel und ruft Gesteinsverknüpfungen ähnlich unserem Hauptbeispiel hervor, vgl. z. B. das bekannte „Richthofenriff“ Mojsisovics, 1878, S. 248—250, mit Lichtbild und schematischer Figur und den Faziesübergang der Fermadagruppe Ogilvie-Gordon, 1927, S. 128, Fig. 18 und Taf. IX. Auffallend ist der geringe Umfang des Wechselgebietes. Cassianer Mergel und Schlerndolomit, bzw. Cipitkalke greifen direkt ineinander. Vielleicht erklärt sich das so, daß die Mergel nur die feinsten Schlemmprodukte der Tuffe sind, die in geringer Entfernung ausbrachen. Hiefür spricht entschieden das von Cornelius und Furlani-Cornelius, 1926, S. 32, Fig. 7, gegebene Fazies-schema. Übrigens können auch Tuffe direkt an der auskeilenden Wechselagerung beteiligt sein. Für die Entwicklung eines großen Pendelgebietes war kein Raum. Stellenweise scheinen nach Cornelius und Furlani-Cornelius, 1926, S. 8, 28, 30, auch dunklere Kalke einen allmählicheren Übergang zwischen Tuff und Schlerndolomit zu vermitteln. Ein plankonvexes Riff dürfte auch der Marmolatakalk sein. Daß Fugen dieses Gesteines etwas anderes sein sollen als Mergelzwischenlagen, ist recht unwahrscheinlich. Es muß wieder darauf verwiesen werden, daß das Zwischenmittel in natürlichen Aufschlüssen oft nicht nachweisbar ist. Tuffzwischenlagen sind lokal beobachtet, Cornelius und Furlani-Cornelius, S. 25 und Fig. 11. Um so merkwürdiger ist es, daß diese Autoren zu dem Schlusse kommen, daß sich das An- und Abswellen ganz ohne auskeilende Wechselagerung vollzieht. Das Faziesprofil Fig. 7, welches diese Meinung zum Ausdruck bringt, erhält durch die Reduktion der Marmolatamasse sozusagen auf eine Schichtenfuge etwas Unwahrscheinliches. Eine geologisch meßbare Zeit muß der Marmolatakalk doch gebraucht haben, um zu riesiger Mächtigkeit anzuschwellen. Die Tufffazies wurde, wie ihre auskeilende Wechselagerung mit Cassianer Mergeln und Schlerndolomit im Fazieschema bezeugt, allmählich gebildet. Einem tieferen, meßbaren Teil der Tuffe muß auch die Marmolatamasse entsprechen und wechsellagernd damit verknüpft sein. Dann konnte sie als Aufragung von jüngeren Tuffen eingehüllt werden. Die Erforschung der Dolomiten hat zwar große Fortschritte gezeitigt, aber die Literatur ist noch immer mehr auf größere Zusammenhänge gerichtet und gibt zu wenig Auskunft über sedimentpetrographische Einzelheiten. Hier wären auf diesen Gegenstand gerichtete Einzeluntersuchungen notwendig und erfolgversprechend.

β) Böhmisches Paläozoikum.

Im böhmischen Paläozoikum beschrieb Liebus, 1911, S. 107, Fig. 20 und Taf. II, Fig. 2, den Fazieswechsel aus dem Schwarzenbergischen Steinbruch unter dem Prokopikirchlein im Hlubočeper Tal, welchen Kettner, 1917, S. 10—14, Abb. 2, stratigraphisch deutete. Im mittleren Teil von $g_1 = g_a$ gehen geschichtete Kalke durch Aufhören mancher Schichtfugen und Mächtigkeitszunahme mancher Bänke in dickbankige Kalke über.

Eine ausgedehntere Literaturdurchsicht würde die Reihe dieser Beispiele beliebig vermehren.

c) Beispiele, wo die auskeilende Wechsellagerung zu vermuten ist.

Aber auch in jenen Fällen, wo der Übergang nicht direkt aufgeschlossen ist, kann er aus dem Vorhandensein der verschiedenen Fazies wenigstens erschlossen werden. Hieher gehören alle Beispiele, wo weniger oder nichtgeschichtete, reinere (katarrhische) Kalke gleichalterigen, wohlgeschichteten (symmetrischen) Kalken und Mergeln gegenüberstehen und Entstehung beider Fazies im gleichen Meeresbecken wahrscheinlich ist.

Hier ist zunächst daran zu erinnern, daß in gewissen Teilen der nordostalpinen Trias ungeschichtete und grob gebankte Kalke und Dolomite fast alle Stufen von der anisischen bis zur rhätischen vertreten. Auch die karnische Stufe geht bisweilen in dieser Masse auf.

Von tektonischer Bedeutung war die Erkenntnis der Gleichalterigkeit des Wettersteinkalkes und der Partnachmergel in den bayrischen Alpen. Leuchs, 1927, S. 27—31. Der Hauptdolomit nimmt in den Allgäuer Alpen nach N an Mächtigkeit ab und tonige Zwischenlagen werden dafür dicker, Leuchs, 1927, S. 43.

Zahlreiche Beläge liefern die Faziestabellen und Diagramme des schönen Werkes von Alb. Heim, Geologie der Schweiz. In Jura und Kreide des Juragebirges, I. Bd., Taf. XVIII, ferner Fig. 78, S. 490 im unteren Malm. In den helvetischen Decken II. Bd., 1. Hälfte, S. 277, Fig. 67 und S. 291: Quintnerkalk und Korallenkalk (Sequanien-Portland) gehen gegen S in Cephalopodenmergel und Zementsteinschichten über. S. 294, Fig. 73 und S. 305, Fig. 78: Urgonfazies: Öhrlikalk (Berriasien), Valangienkalk, Kieselkalk (Hauterivien), Schratzenkalk (Barremien) im NNW vermergeln unter starker Mächtigkeitszunahme gegen SSO. Die ganze Darstellungsweise zeigt, daß das Fazieschema der auskeilenden Wechsellagerung den Schweizer Geologen vertraut und leitend war. Um so merkwürdiger ist es, daß es von ihnen bisher nicht zur Erklärung der Schichtung herangezogen wurde, sondern die S. 469 besprochene und abgelehnte Theorie der rhythmischen Fällung aufgestellt wurde, welche gerade an dieser Faziesverknüpfung scheitert. Man darf bei den angeführten Beispielen aus den helvetischen Alpen allerdings nicht vergessen, daß sie durch Deckenabwicklung konstruiert sind. Sie verlieren dadurch etwas an paläogeographischer Beweiskraft. Der vorgefaßte Faziesplan gab erst die Grundlage für die Abwicklung. Trotzdem bildet

die Anwendbarkeit des Schemas und seine Widerspruchslosigkeit mit den tektonischen Verhältnissen auch einen gewissen Anhaltspunkt für die Richtigkeit des Schemas.

Auch im böhmischen Paläozoikum war die Erkenntnis der im SW-Flügel des Kalkterrains entwickelten riffartigen Bildungen die Grundlage für die richtige Beurteilung der Stratigraphie des Obersilurs und Devons. Kettner und Kodym, 1919, S. 8, 9, Kodym, 1925, S. 64—69. Der Begriff „Riffkalke“ wird allerdings mehr im Gegensatz zu mergelreicheren Gliedern der Kalk-Mergel-Wechselagerung gebraucht. Im oberen $e_1 = e_a$ ist diese Fazies in Form von grauen, wenig geschichteten, bituminösen Krinoidenkalken nur im Berauntale bei Lištitz vorhanden. In $e_2 = e_b$ ist das gleiche Gestein etwas verbreiteter, u. zw. von Lodenitz über St. Johann unter dem Felsen, Lištitz, Tetín bis Jarov, südlich des Städtchens Beraun. Dem Gestein sind Tuffe eingeschaltet und auf beschränktem Raume werden die Verhältnisse denen der ladinischen Stufe Südtirols ähnlich. Ich sah Kolonien von Favosites bedeckt mit Tuff, der ihrem Leben wahrscheinlich ein Ende machte. Außerhalb des von Kodym, 1925, S. 66 angeführten Gebietes wird von Perner und Kodym, 1922, S. 60, 61, als Fundstelle von Riffkorallen in $e_1 - e_2$ Tachlowitz angegeben. Überhaupt scheinen die Verhältnisse noch etwas verwickelter zu sein, denn auch im Steinbruch in Podol (Groß-Prag) ist e_2 als heller, bituminöser, krystalliner Krinoidenkalk mit fast verschwindenden, welligen Schichtfugen entwickelt. Zudem schwillt er im Steinbruch gegen S etwas an. In $f_1 = e_7$ wird das Gebiet der reineren Kalkfazies wieder kleiner und beschränkt sich auf die Umgebung von Tetín am rechten Beraunufer. Es sind hellgraue, mehr oder weniger gebankte Kalksteine mit lebhaft, häufig rot gefärbten Hornsteinen. Dann folgt der bekannte typische Riffkalk von Koněprus mit Herzynfauna. Er wird bei Prag durch dunkle, hornsteinfreie Kalke mit Mergelzwischenlagen vertreten, welche früher von den untermitteldevonischen Knollenkalken g_a nicht abtrennbar waren. Die roten mitteldevonischen Slivenetzer Krinoidenkalke (früher Mnenjaner Kalke genannt) entsprechen einem tieferen Teile dieser $g_1 = g_a$ -Kalke. Noch im mittleren $g_1 = g_a$ sind die dickbankigen Prokopikalke riffkalkähnlich und auf einen sichtbaren seitlichen Übergang in dünn-schichtige Kalke wurde bereits hingewiesen, S. 473. Aber auch $g_3 = g_7$ enthält in der Umgebung von Prag, besonders bei Hlubočep, eine dickbankige Einschaltung, welche Wähner, 1916, S. 35, als Grundlage einer Gliederung dieser Stufe annahm. Kodym, 1919, S. 5, bemerkt, daß die Gliederung nur in der Umgebung von Prag gilt. Jedoch gibt er 1925, S. 69, Hornstein im oberen Teil, rote Farbe im unteren Teil der Stufe aus dem SW-Flügel des Kalkgebietes an.

d) Arten der Kalk-Mergel-Wechselagerung.

Abgesehen von der Faziesverknüpfung kann man innerhalb der Kalk-Mergel-Wechselagerung verschiedene Gruppen unterscheiden. Zunächst können die Mergel im Profil gegen die Kalke an Mächtigkeit vorwiegen, zurückstehen oder sie können ganz oder fast ganz fehlen. Die Kalke können plattig, d. h. durch ebene Schichtenflächen gegen die Mergel begrenzt sein oder sie können knollig sein. Die Entstehung

der knolligen Beschaffenheit behandle ich an anderer Stelle ausführlicher. Sie ist eine rein diagenetische, mit dem Verfestigungsvorgang Hand in Hand gehende. Wiederauflösung bereits festen, auskrystallisierten Kalksteins anzunehmen, fehlt in den mir bekannten zahlreichen Fällen jeder Grund. Die Knollen können einzelne, aus einer sedimentierten Kalkschicht entstandene Lagen oder enggepackt, dickere Bänke bilden. Meist sind kompakte Kalkbänke nur randlich von höckerigen Schichtflächen begrenzt. Alle diese Typen sind aber oft so vermengt, daß man nur von Knollenkalken im allgemeinen sprechen kann.

Während im Profil die einzelnen Knollen meist einen elliptischen, die höckerigen Schichtflächen einen sinuslinienähnlichen Querschnitt zeigen, erweisen sich die Gebilde in der Daraufrsicht verschiedenartiger.



Abb. 3. Haupttypen der Kalksteine (Kalk-Mergel-Wechsellagerung). Von links nach rechts: a) Knollenkalk; b) Hornsteinknollenkalk; c) Plattenkalk; d) Hornsteinplattenkalk.

Kalk — ohne Signatur, Mergel — feine Strichel, Hornstein — vertikale Schraffen.

Die Knollen können kreisförmig oder nierenförmig umgrenzt sein, die Höcker können wirkliche Zapfen oder Wülste bilden. Schließlich können Hornsteine an der Kalk-Mergel-Wechsellagerung beteiligt sein. Sie pflegen innerhalb der Kalkbänke zu liegen und in ihrer Umgrenzung den Grenzschichtflächen der Kalke zu folgen, d. h. sie sind in Knollenkalken knollig, in Plattenkalken plattig entwickelt. Ob die Lage der Hornsteine innerhalb der Kalkbänke durch ein Optimum der organogenen oder chersogenen Kieselsäuresedimentation vorbedingt ist, wäre noch zu entscheiden.

Wir gelangen also zu folgender Einteilung:

Kalk-Mergel-Wechsellagerung:

Kalk-Mergel-Verhältnis	Schichtflächen	Hörnsteine	Kurze Benennung
Mergel fast fehlend			Omissionsschichtung
Mergel weniger als Kalk	eben	{ vorhanden	Hornsteinplattenkalk, Fig. 3 d
		{ fehlen	Plattenkalk, Fig. 3 c
Mergel mehr als Kalk	knollig	{ vorhanden	Hornsteinknollenkalk, Fig. 3 b
		{ fehlen	Knollenkalk, Fig. 3 a
Mergel mehr als Kalk	eben	{ fehlen	nicht üblich
		{ Kalkknollen } meist	

Die Omissionsschichtung kann sich an alle Typen der Gruppe „Mergel weniger als Kalk“ anschließen.

Die Einteilung stützt sich auf in die Augen springende Merkmale und ist leicht ausbaubar. Weitere Einteilungsgründe gäbe die Farbe, schließlich polare oder bipolare Symmetrie der einzelnen Schichten. Diese Ausdrücke wären an Stelle der von Andréé, 1916, Tabelle S. 377, vorgeschlagenen Ausdrücke „symmetrisch“ und „periodisch“ zu setzen, denn Periodizität ist auch Symmetrie. Es ist aber von Wichtigkeit, im Auge zu behalten, daß bipolare Kalk-Mergel-Wechselagerung, polare Kalk-Mergel-Wechselagerung und Omissionsschichtung in der Natur so eng verknüpft sind und ineinander übergehen, daß nur eine gemeinsame, entsprechend wandelbare Ursache herangezogen werden kann wie eben der Strömungswechsel.

Beispiele.

Ich führe nun Beispiele der zum Teil sehr verbreiteten Gruppen der Kalk-Mergel-Wechselagerung an.

1. Kalke.

α) Omissionsschichtung.

Kammerker-Sonntagshorngruppe. Gebiet des oberrhätischen Riffkalkes: im höheren Unterlias verschwinden stellenweise die tonigen Zwischenlagen roter, ungefähr 1 dm dick gebankter Knollenkalke und werden durch suturartige Fugen vertreten.

Fonsjoch, Karwendelgebirge. Im rötlichgelben, unterliassischen Kalk. Vortisch, 1926, S. 28. Die Kalkflächen haften an ihren knolligen Schichtflächen fest aneinander.

Zentrale Julische Alpen, Dachsteinkalk der Krnfazies. Winkler, 1926, S. 298. Hier ist auf die Überlagerung und fazielle Vertretung durch Dachsteinkalk mit Mergelzwischenlagen Wert zu legen. Ich würde die Erklärung in einheitlichem, periodischem Eindringen kalkfeindlicher, mit toniger Trübe beladener Strömungen suchen. Nach dem Niederschlag des Tones (Stofffazies) behielten die Strömungen noch ihre kalkfeindliche physikalisch-chemische Zusammensetzung und bewirkten Unterbrechung der Kalkbildung in der Krnfazies. Siehe unten bei der Besprechung der Hornsteinplattenkalke Winklers!

β) Plattenkalke ohne Hornstein. Abb. 3 c.

Ostalpine Trias, grau: Anisischer Guttensteiner Kalk, ladinischer Wettersteinkalk, norischer Dachsteinkalk und Plattenkalk.

γ) Hornsteinplattenkalk. Abb. 3 d.

Ostalpen, grau. Tithonischer Aptychenkalk = Oberalmer Schichten. Südalpen. In Jura-Unterkreide die grauen, seltener roten (Plečafazies) Hornsteinplattenkalke der Julischen Alpen, Winkler, 1926, S. 280—296. Wenn die Ansicht Winklers über die Herkunft des Kalkes richtig wäre, würde das Gestein unter die Wechselagerung klastischer Gesteine einzureihen sein. Gegenüber der Beimengung klastischen Kalkes ist man jedoch in derselben Lage wie gegenüber kalkigen Organismenresten.

Wenn die letzteren nicht beweisend für organische Herkunft im engeren Sinne der feinkalzitischen Grundmasse sind, warum sollte dann der Schluß auf deren klastische Herkunft berechtigt sein? Freilich, aus dem mikroskopischen Befund läßt sich die Annahme organischer, bzw. klastischer Herkunft nicht widerlegen und ich habe sie auch im eingangs des Kapitels erläuterten Beispiel an der Steinplatte ernstlich in Erwägung gezogen. Die heteropischen Kössener Kalke sind erfüllt mit vom Riff stammenden „Mikrogeröllchen“, welche ich gegenwärtig am ehesten für Kalkalgenreste halten würde, die unter dem Einfluß des Meerwassers ihre Struktur verloren haben. Da alles in ein Gewebe von ungefähr 1—10 μ großen, allotriomorphen Kalzitindividuen eingebettet ist, kann Riffdetritus kleineren Ausmaßes nicht erkennbar sein, sondern ist der Kristallisation zum Opfer gefallen. Aber auch vorher gelöst gewesener Kalk wird so aussehen! Wir sind eben am Ende der Deutbarkeit des Schlibbildes angelangt. Hier kann nur das Studium der rezenten Kalkbildung die Entscheidung bringen. Gründe für die Herkunft des Kalkes aus Lösung habe ich S. 468 entwickelt. Man darf nicht vergessen, daß dieser Frage allgemeine Bedeutung zukommt. Die Hornsteinplattenkalke gleichen im allgemeinen denen der anderen Formationen. Es ist schwer zu glauben, daß sie deswegen, weil sich darin klastisches Material findet, völlig anderer Entstehung sein sollten. Chersogener Detritus kommt aber wegen besonderer Vorbedingungen als verbreitete Kalkquelle nicht in Betracht, da ist der im Meere gelöste Kalk als solche entschieden vorzuziehen. Es ist ferner zu erwägen, ob nicht ein Teil des Kalkdetritus in den Hornsteinplattenkalken der Julischen Alpen organogener Herkunft ist, wie in den Kössener Kalken der Steinplatte. Die Vermutung liegt um so näher, als Winkler, 1926, S. 282, ausdrücklich den Übergang gegen S in „dickbankige (Schalenreste führende) dichte Kalke und Oolithe“ und in „neritische Karstkalke“ (Chamidenkalke usw.) feststellt. Damit wäre die Analogie mit unserem vielgebrauchten Ausgangsschema (Rhät der Steinplatte) hergestellt.

δ) Knollenkalke ohne Hornstein. Abb. 3a.

Grau: Germanischer unterer Muschelkalk: Wellenkalk, vgl. Hildebrand, 1928, bes. T. II.

Rot oder lebhaft gefärbt, alpiner Lias, Wähner, 1886: Tonreicher, dünnbankiger, Steinkernerhaltung der Cephalopoden — Adneter Fazies. Tonärmer, dickbankiger, Schalenerhaltung der Cephalopoden — bunte Cephalopodenkalke.

Die beiden Abarten der roten Knollenkalke wechseln im stratigraphisch-vertikalen Sinne in der Kammerker-Sonntagshorngruppe wiederholt. Daher wurde im Profil S. 478 in der Einteilung nicht weitergegangen, außer im untersten Lias. Unter roten Knollenkalken sind in diesem Profil beide Abarten zu verstehen. Jedoch überwiegt die tonreichere der Mächtigkeit nach.

ε) Hornsteinknollenkalk. Abb. 3b.

Ostalpine Trias: Anisischer alpiner Muschelkalk, vgl. Reis, 1911, S. 63 u. Fig. 1. Anisisch-ladinischer Reiflinger Kalk. Norischer Aflenzer Kalk.

2. Mergel mit geringmächtigeren Kalkeinschaltungen.

Beispiele sind hier schwerer zu finden, weil in diesen weichen Gesteinen gute Aufschlüsse seltener sind.

α) Mergel mit Kalkplatten.

Ostalpine Trias: Ladinische Partnachkalkmergel, vgl. Leuchs, 1927, S. 28 und Abb. 2. Teile der rhätischen Stufe, z. B. Fonsjoch, vgl. Vortisch, 1926, S. 19, 20 *b, d, f, h, j, l*.

β) Mergel (Tone) mit Kalkknollen.

Hierher gehören die Geoden führenden Teile der Kellawaytone, welche Brinkmann, 1929, S. 40, 87, beschreibt, ebenso wie der Separieren führende mitteloligozäne Rupelton.

Weitere Beispiele sind in der nachfolgenden Übersicht der Schichtenfolge der Kammerker-Sonntagshorngruppe und des böhmischen Paläozoikums zusammengestellt.

Kammerker-Sonntagshorngruppe,

Malm	{	Graue Hornsteinplattenkalke		
		Rote u. grüne mergelige Plattenkalke u. Mergel . .	?60 m	
		Rote Radiolarienhornsteine	10 m	
Bewegungsfäche, Übergang tektonisch entfernt				
Dogger und Oberlias	{	Rote Knollenkalke	5 m	Rote Knollenkalke ?8 m
		R. Mergel m. Kalkkn.	1 m	Schwarze Mgl. m. Kalkpl. 3 m
Harp. serp.	{	Rote Knollenkalke	15 m	Graue Hornsteinknollenk. ?20 m
Lias δ-α	{	R. tonarme Knollenk.	2 m	Graue Krinoidenplattenk. 3 m
Oberes Rhät:		Weißer Riffkalk	200 m	Graue Knollenkalke 100 m
Unteres Rhät:	Graue Mergel mit Kalkplatten und Knollenkalke			

Diese beiden Profile sind extreme Fälle. Übergangsprofile entstehen durch verschieden späten Beginn der roten hornsteinfreien Knollenkalke im Unter-Mittellias. Wo die roten Gesteine einmal begonnen haben, bleibt diese Farbe bis zum endgültigen Aufhören im Malm bestehen. Durch die größere Mächtigkeit der Lias-Dogger-Sedimente im Gebiet der oberrhätischen Knollenkalke wird der Ausgleich des durch das Riffwachstum im oberen Rhät geschaffenen Höhenunterschiedes von ungefähr 100 m angestrebt.

Böhmisches Obersilur-Devon, (nebenstehend!) vgl. auch S. 474.

Mitteldevon	{	$g_3 \gamma = g_{73}$	Graue dünnsschichtige Hornsteinknollenkalke
		$g_3 \beta = g_{72}$	Hellgrauer, tonarmer, dickbankiger Knollenkalk, vgl. S. 474
		$g_3 \alpha = g_{71}$	Roter tonreicher Knollenkalk
		$g_2 = g_{\beta}$	Graue Mergelschiefer mit Kalkplatten
		$g_1 \gamma = g_{\alpha 3}$	Grauer gebankter Hornsteinknollenkalk Grauer dickbankiger Hornsteinplattenkalk (Korallenhoriz.)

Mitteldevon	$\left\{ \begin{array}{l} g_1\beta = g\alpha_2 \\ g_1\alpha = g\alpha_1 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Grauer gebankter Knollenkalk, wolkige kieselige} \\ \text{Partien sind als beginnende Hornsteinbildung} \\ \text{zu deuten, seitlicher Übergang in dicker ge-} \\ \text{bankte riffkalkähnlichere Gesteine, vgl. S. 473} \\ \text{Grauer, fast ungebankter tonreicher Knollen-} \\ \text{kalk, in der Nähe der riffartigen Kalke roter} \\ \text{Knollenkalk} \end{array} \right.$	} Riffkalkähnliche Gesteine vgl. S. 474
Obersilur			

Die Einteilung von g_3 gilt nach Kodym nur für die Umgebung von Prag, vgl. S. 474. $g_3\gamma$ unterscheidet sich etwas von den gewöhnlichen Hornsteinknollenkalken, wie sie in Abb. 3 b dargestellt sind. Dünne, meist nur 2–3 cm dicke, dunkle Hornsteinschichten umflasern handgroße, seltener kopfgroße Kalkknollen. Die Hornsteine zeigen unter dem Mikroskop, teilweise schon mit der Lupe, Feinschichtung, hervorgerufen durch wechselnde Beimengung organischer Substanz und zahlreiche Radiolarien, vgl. Wähner, 1916, S. 36. Storm stellte eine Reihe von Gattungen fest (bisher unveröffentlicht). Die roten Knollenkalke in g_1 sind ganz analog den ähnlichen alpinen Gesteinen an der Peripherie der rhätischen Riffe (Vortisch 1926, S. 54) im O-reicheren Hydroklima in der Nachbarschaft des Slivenetzer Riffkalkes gebildet. Vgl. auch Leuchs und Udluft, 1926. Die Arbeit erschien gleichzeitig mit der meinen. Es ist dies nur eine der vielen Ähnlichkeiten zwischen ostalpinem Trias-Jura und böhmischem Obersilur-Devon. Die Gesteine sind bisweilen direkt ununterscheidbar, die roten Kalke $g_1\alpha$ und $g_3\alpha$ gleichen den Adnether Kalken (S. 477), die grauen Knollenkalke g_1 den unterliassischen Hornsteinknollenkalken der Kammerker-Sonntagshorngruppe (S. 478). Es wird von Wert sein, diese Analogien einmal zwecks paläogeographischer Auswertung genauer zu behandeln.

Das böhmische Kalkterrain betreffende Literatur: Kettner, 1917, Kettner und Kodym, 1919, Stanczak, 1921, S. 23–32, Kodym, und Koliha, 1928, Heritsch, 1928.

Man wird zugeben, daß diese Art der Einteilung und Benennung der Kalk-Mergel-Wechselagerung gut anwendbar und klar ist. Viele Mühe und Irrtümer, besonders des Anfängers, würden gespart, wenn endlich auch in den Lehrbüchern anstatt zahlloser Lokalnamen diese einfache, klare Bezeichnungsweise verwendet würde.

Ich betrachte sie natürlich nicht als meine Erfindung, aber es ist notwendig, die viel gebrauchten Ausdrücke einmal klar zu definieren und gegeneinander abzugrenzen; sonst wird der Vorwurf der Unklarheit,

welcher gegen sedimentpetrographische Beschreibungen erhoben wurde, nicht verstummen. Lokalnamen sind nur zur Bezeichnung stratigraphisch noch nicht vollkommen bekannter Gesteine von Wert.

Stratigraphische Tabellen mit Lokalnamen in Lehrbüchern sind für den Anfänger lediglich eine Gedächtnisspielerei — die in der Geologie so notwendige Beziehung zur Anschauung fehlt. Durch die Beziehung zur auskeilenden Wechsellagerung wird außerdem das richtige Verständnis für Übergänge angebahnt.

Es hat keinen Zweck, bei kurzen Benennungen viel Farbabstufungen zu verwenden, da sie nichtssagend sind. Bei genauer Beschreibung sind Farbtabelle, am besten der Ostwaldsche Farbatlas, zu verwenden.

Der vertikale und horizontale Übergang zwischen verschiedenen Arten der Kalk-Mergel-Wechsellagerung erfolgt meist nach einfachen Regeln, welche mit den Ausdrücken „überhandnehmende Konkretionsbildung“ (Mergel mit Kalkknollen-Knollenkalke) oder „überhandnehmende Wechsellagerung“ (Mergel mit Kalkplatten — gebankte Knollenkalke oder Plattenkalke) gemeint sind.

Bekanntlich ist die Grenze zwischen Kalk und Mergel nicht scharf, sondern kommt durch allmähliche Abnahme des Kalkgehaltes zustande. Bei einem gewissen Kalkgehalt sinkt die Festigkeit rapid. Rüger, 1922, S. 82, fand, daß sich die Ablösungsfläche bei 67—68% Kalkgehalt entwickelt. Wahrscheinlich sinkt bei diesem Kalkgehalt die Festigkeit plötzlich. Hier wäre die richtige Grenze zu ziehen. Näheres hierüber werde ich demnächst bei Besprechung der Knollenkalkbildung bringen. Die Bezeichnung Kalk und Mergel hat in der vorliegenden Einteilung allerdings oft relativen Sinn. Was zwischen reineren Kalken als Mergel bezeichnet wird, kann innerhalb tonreicherer Mergel bei gleicher Zusammensetzung Kalkknolle sein. Man müßte im ersteren Fall streng genommen von Kalk-Mergelkalk-Wechsellagerung reden.

IV. Einige Schichtungsarten ähnlicher Entstehung wie die Kalk-Mergel-Wechsellagerung.

An die Kalk-Mergel-Wechsellagerung schließen sich eine Reihe von Schichtungsfällen so ähnlicher Art an, daß auf analoge Entstehung geschlossen werden muß. Es sind die Dolomit-Mergel-Wechsellagerung, die Dolomit-Kalk-Mergel-Wechsellagerung, die Hornstein-Ton- und Kalk-Hornstein-Wechsellagerung.

a) Dolomit-Mergel-Wechsellagerung.

Ich beschreibe das bekannteste Beispiel: den ostalpinen, norischen Hauptdolomit. Fazial von Bedeutung ist der Übergang in tonreichere Gesteine an der Nordgrenze seiner Verbreitung, vgl. Leuchs, 1927, S. 43. Ob anderseits die tonigen Zwischenlagen verschwinden, ist mir nicht bekannt. Der Dolomit ist in diesem Falle zweifellos in Abhängigkeit von den physikalisch-chemischen Verhältnissen des Meerwassers direkt sedimentiert oder Kalkschlamm gleich nach der Sedimentation umgewandelt. Die direkte oder höchstens halmyrolytische Entstehung wird durch die Wechsellagerung mit Kalken erwiesen. Siehe unten.

Die Grobschichtung bedeutet periodische Toneinschwemmung wie bei der Kalk-Mergel-Wechselagerung. Der Hauptdolomit zeigt aber auch öfters Feinschichtung. Ein westlich des Fonsjoches, am Wege von der Pletzachalm zur Überschößalm gesammeltes Handstück besteht aus nach Millimetern messenden grauen und meist feineren, dunklen Schichtchen. Die letzteren brausen nicht oder nur wenig mit verdünnter Salzsäure. Die Schichten verlaufen nicht völlig parallel, sondern sind gefältelt. In anderen Fällen sah ich Zerreißen und kleine Überschiebungen. Diese Erscheinung ist etwas rätselhaft und fordert weitere Beobachtung. Gleitbewegungen am Meeresgrunde, an welche man denken könnte, bedürfen eines Anlasses. Leuchs, 1928, S. 417, 418, beschreibt ähnliches im norischen Plattenkalk. Sehr überraschend war das Schliffbild. Die kalkigen Lagen zeigten sich bis auf eine ganz zurücktretende gröbere Zwickelfüllung aus den etwa 60 μ großen, aus dichterem Kalzit bestehenden Scheingeröllchen aufgebaut, welche auch die Kalke in der Nähe der oberhätischen Riffe erfüllen (Vortisch, 1926, S. 36—39) und welche ich jetzt am ehesten für umgewandelte Organismenreste, besonders Algenreste halten möchte; Riffdetritus ist es jedenfalls. Die dolomitischen Schichtchen entsprechen periodischem Strömungswechsel vielleicht jahreszeitlichen Ursprungs. Die Dolomitisierung greift auch in die Detritusschichtchen über. Ob die reindolomitischen Lagen ganz aus den kalkigen entstanden sind oder unabhängig sedimentiert wurden, ist noch nicht entschieden. Als Foraminiferen deutbare Querschnitte sind reichlich vorhanden. Leuchs, 1928, S. 421—423, fand sie ebenfalls in Hauptdolomit.

b) Dolomit-Kalk-Mergel-Wechselagerung.

Es handelt sich hier um eine Kombination der Kalk-Mergel-Wechselagerung mit der Dolomit-Mergel-Wechselagerung. Als Beispiel dienen die Verhältnisse in der Kammerker-Sonntagshorngruppe, wie sie bereits von Hahn, 1910, S. 334, 335, beschrieben wurden, vgl. auch Vortisch 1927, S. 99. Von Wichtigkeit ist die Beteiligung dolomitischer Kalke verschiedener Mischungsgrade neben Bänken reinen Kalkes und reinen Dolomits. Außerdem entstehen verschiedene Farben durch wechselnde tonig-bituminöse Beimengungen und es können sich verschiedene Organismenreste beteiligen. Die Hahnschen Ausdrücke nehmen auch auf tektonische und morphologische Eigenschaften Rücksicht. Im ganzen ist wohl eine auskeilende Wechselagerung zwischen Kalken und Dolomiten unter steter Beteiligung toniger Zwischenlagen vorhanden. Die Theorie des Strömungswechsels hält hier ausgezeichnet Stand, da sie eine Erklärung der verschiedenen Beteiligung des Kalkes und Dolomits an der Zusammensetzung der einzelnen Bänke durch Mischung des Meerwassers ermöglicht. Das Gebiet liegt an der Grenze der Hauptdolomit- und Dachsteinkalkfazies. Bald pendelten die Strömungen aus jenem, bald aus diesem Gebiete herein, bei gegenseitiger Vermengung an ihrer unscharfen Grenze. Als dritter im Bunde beteiligten sich von N übergreifende, mit chersogenem Material beladene Strömungen, welchen die alpine Geosynklinale nie ganz entzogen war.

c) Hornstein-Ton-Wechsellagerung.

α) Die Hornsteine überwiegen gegen die Tone:

Dieser Fall schließt sich logisch an die Hornsteinkalke durch Zurücktreten des kalkigen Anteils der Bänke an. Auf genetischen Zusammenhang weisen unterliassische Hornsteinknollenkalke in der Kammerker-Sonntagshorngruppe, in welchen die Hornsteine bis zum Verschwinden des Kalkes überhandnehmen können. Dagegen entwickeln sich die ostalpinen Radiolarienhornsteine des Malm im Liegenden und Hangenden aus Mergeln, welche zur Gänze kalkärmer und dafür kieselsäurereicher werden. Nur die Tonzwischenlagen werden ausgespart. Die Deutung dieser Faziesverknüpfung durch Versenkung in kalklösende Tiefen liegt nahe. Jedoch blieb der Landeinfluß durch periodische Einschwemmung chersogenen Tons, vielleicht im Gegensatz zum rezenten Radiolarienschlamm, gewahrt. Wir wissen trotz der Küstenferne des rezenten Sediments noch nicht mit Sicherheit, ob nicht feinste Sinkstoffe auch hier periodisch angereichert werden. Nach Correns, 1929, S. 1111—1112, gelangen kugelige Teilchen von 1 μ Durchmesser auch in die küstenfernen Teile der Ozeane. Weitere Gründe für die abyssische Natur des Radiolarienhornsteins hat Steinmann, 1925, beigebracht. Besonders wichtig ist die seitliche Verknüpfung, vermutlich durch auskeilende Wechsellagerung, mit bunten Tönen, vgl. Steinmann, 1925, S. 440. Ein Gegenstück im malaischen Flügel der Tethys bildet die Danauformation Borneos, vgl. Diener, 1925, S. 209, 210.

β) Die Tone überwiegen, Hornsteine in Knollen:

Hierher gehören die sogenannten Geodenterrains, Diener, 1925, S. 208, 209. Am bekanntesten sind die malmisch-unterkretazeischen Spitischiefer (Spitishales) des himalayischen Gebietes (Uhlig, 1911, S. 388—393), deren Bereich sich „bei gleichartiger lithologischer Ausbildung und mit einer übereinstimmenden Fauna vom nordwestlichen Himalaya bis an den Rand des Pazifischen Ozeans über 70 Längengrade erstreckt“ (Diener).

Hier wie im folgenden Beispiel wäre der Nachweis zu erbringen, daß die lagenweise Anordnung der wahrscheinlich diagenetischen Hornsteinkonkretionen durch periodische Kieselsäuresedimentation vorgebildet ist.

Auch im böhmischen Paläozoikum gibt es ein Geodenterrain, u. zw. in $d_1 \gamma = d \gamma$ (Osek-Kváner Schichten) unterer Teil, Skiddavian, vgl. S. 464. Die Konkretionen wurden schon von Katzer, 1905, S. 38—40, beschrieben. Der Schliff zeigt, daß die meist stark licht- und doppelbrechenden akzessorischen Mineralien des Tons in den Knollen erhalten, die eigentlichen, die Hauptmasse des Tons ausmachenden „Tonmineralien“ aber durch Chalzedon verdrängt sind.

Kalk-Hornstein-Wechsellagerung.

Hierher wäre die Schreibkreide mit Feuersteinlagen zu rechnen, wenn deren sedimentäre Vorbedingtheit erwiesen wäre.

V. Schichtung der Steinsalzlager.

Die in diesem Kapitel behandelten Schichtungsfälle schließen sich teilweise an bereits besprochene Gruppen an. In den Gesteinen der Salzlagerstätten ist echte Schichtung (Repetitionsschichtung nach Alb. Heim) zweifellos allgemein verbreitet. Wollen wir zu einer Übersicht des Schichtungsphänomens gelangen, dürfen wir an diesen Beispielen nicht vorübergehen. Leider steht mir hier keine eigene Erfahrung zu Gebote und die Literatur ist mir nur teilweise (siehe Literaturverzeichnis!) zugänglich.

Jedoch dürfte gerade die Behandlung der Steinsalzlagerstätten im Zusammenhang mit anderen Gesteinen Vorteile bringen. Die Untersuchungen vom Standpunkt der physikalischen Chemie hatten zur Folge, daß diesem Zusammenhange zu wenig Rechnung getragen wurde. Auch die Kenntnis der Gesteinsumwandlung (Bildung der kristallinen Schiefer) und die Tektonik werden durch die Mitheranziehung der Salzgesteine Vorteile gewinnen. Was die Schichtung anbelangt, so weist schon die Ähnlichkeit mit früher dargelegten Fällen auf ähnliche Entstehung. Zudem geht an der petrographischen Grenze der salinaren Sedimentation deren Schichtung in Kalk-Mergel-Wechselagerung und Dolomit-Mergel-Wechselagerung ganz derselben Art über, wie sie oben besprochen und durch Strömungswechsel gedeutet wurden (vgl. S. 474, 480). Everding, 1907, hat die Schichtung der Salzgesteine als Unterscheidungsmerkmal der Muttersalze und deszendentes Bildungen einerseits von den posthumen andererseits voll gewürdigt. Der Gegensatz, welchen er zwischen Muttersalzen und deszendentes Salzen erblickt, hat für unsere Betrachtungsweise wenig Bedeutung und besteht vielleicht nicht in dem Ausmaß, wie Everding annahm. Hingegen hat Everding, 1907, S. 28, 29, bereits ausdrücklich auf die Unzulänglichkeit der physikalisch-chemischen Betrachtungsweise, wie sie bisher üblich war, hingewiesen. Seine Ansicht blieb aber oft unbeachtet und die Meinung Jäneckes, die Genesis der Salzgesteine sei im wesentlichen geklärt, erscheint in Anbetracht vieler noch zu lösender geologischer Fragen verfrüht. Manche seiner Anschauungen können vom geologischen Standpunkt angezweifelt werden. Neuerdings widmet sich wieder Fulda der geologischen Erforschung der Salzlagerstätten.

Der Kausalnexus, welcher bei der Entstehung der Salzlagerstätten abläuft, ist natürlich ein streng physikalischer und chemischer, wie alles geologische Geschehen. Aber die Ausscheidungs- und Löslichkeitsverhältnisse der Salze geben nur einen Ausschnitt dieses Geschehens. Ein großer Teil der Vorgänge ist so komplexer Natur, daß die Auflösung in physikalische und chemische Vorgänge noch aussteht. Dagegen wurden diese Erscheinungsgruppen bisher, nach dem Prinzip der Arbeitsteilung der Naturwissenschaften entsprechend den Forschungsobjekten, in der allgemeinen Geologie behandelt. Vieles davon ist auch nicht auf die Steinsalzlager beschränkt. Diese geologischen Vorgänge sind eher mit dem Chemiker zu vergleichen, von dessen Versuchsanordnung es abhängt, welche chemischen Prozesse zum Ablauf gebracht werden.

Die physikalisch-chemischen Methoden drängten auch eine geologische Erklärungsweise der Schichtung der Salzgesteine in den Hintergrund

Die bekannteste Erscheinung, die Anhydritzwischenlagen im Steinsalz, sind seit längerer Zeit Gegenstand der Erörterung. Den Ausgangspunkt bildeten die Zechsteinsalze von Staßfurt. Nach Behrend und Berg, 1927, S. 44, nahm van't Hoff nicht nur jahreszeitliche Temperaturschwankungen, sondern auch periodische Zufuhr von Ca SO_4 -haltigem Wasser an, räumte also dem Strömungswechsel noch eine gewisse Bedeutung ein. Weiter geht Behrend selbst, wenn er hinzufügt, daß die Einstromung durch Eindunsten ersetzt werden kann. Am weitesten geht Rózsa, 1917, S. 41, welcher in der Regelmäßigkeit der Anhydritlagen sogar einen Grund findet, der gegen die Einstromung spricht. D'Ans hat (nach Behrend und Berg, 1927, S. 441) bereits dagegen Einspruch erhoben und dem Strömungswechsel wieder zu seinem Rechte verholfen. Seine näheren Gedankengänge kenne ich nicht, da seine Arbeit nicht zur Verfügung steht. Jedenfalls irrt Rózsa, wenn er in der Regelmäßigkeit einen Widerspruch gegen den Strömungswechsel erblickt, denn dieser erzeugt, wie ich genügend dargelegt habe, in zahllosen Fällen regelmäßige Wechsellagerung. Diese ist übrigens auch im Falle der Anhydritschüre keine so mathematische, wie schematisierende Darstellungen leicht vermuten lassen können. Einzelprofile und Lichtbilder belehren bald eines anderen, vgl. z. B. Schöndorf, 1929, S. 1303, Fig. 166. Die Mächtigkeit der Salzsichten schwankt beträchtlich. Selbst Jänecke, 1915, S. 88, ist nicht so radikal wie Rózsa, sondern gibt die Möglichkeit des Strömungswechsels zu. Für mich ist natürlich zeitweilig über eine Barre flutendes Meerwasser ebensogut ein Strom wie periodische Regenbäche. Auch der Windwechsel gehört zum Strömungswechsel im weitesten Sinne, aber ihm die Entstehung weit reichender regelmäßiger Zwischenlagen zuzuschreiben, halte ich für verfehlt. Trotzdem Walther dem Winde eine große Bedeutung als geologischem Faktor zuschreibt, nimmt er für die Entstehung der Anhydrit- und Polyhalitzzwischenlagen jahreszeitliche periodische Zufuhr von Flußwasser an, Walther, 1910, S. 78.

Es ist angebracht, nicht bei den Verhältnissen in Staßfurt stehen zu bleiben. Schon im Werra-Fuldagebiet der Zechsteinsalze sind die Anhydritlagen des Staßfurter Lagers im Steinsalz durch tonige Zwischenlagen ersetzt. Dort spielte die Verdünnung, hier die Tonzufuhr durch periodische Fluten die Hauptrolle. Man betrachte nun erst die tonigen Zwischenlagen im salzföhrnden Oligozän von Wittelsheim im Oberelsaß, dessen überaus gründliche und dabei so übersichtliche Darstellung wir Görgey verdanken. (Görgey, 1912, bes. Taf. XV). Der Wechsel Ton-Anhydrit (Dolomit)-Steinsalz ist hier in allen Verhältnissen zu beobachten. Dabei die schon aus dem Staßfurter und Werra-Fuldagebiet bekannte Verknüpfung zwischen Anhydrit (Dolomit) und Ton: „Zwischen größere Lagen von tonigem Material (etwa von 1 *dem* Mächtigkeit an) und Steinsalzsichten schiebt sich jeweils eine mehrere Zentimeter starke Schicht von hartem, feinkörnigem, grauen Anhydrit (oft mit erheblichem Gehalt an Dolomit, ja in solchen übergehend) als Einleitung des Absatzes von salinarem Material“; „Abscheidung von Kalisalzen erfolgte nur über einem größeren Sockel von Steinsalzlager“ (Görgey). Diese Umstände weisen deutlich darauf hin, daß Ton mit Verdünnung der Lösung Hand in Hand ging. Daher die Rückkehr zur Anhydrit(Dolomit)bildung über mächtigeren

Tonschichten, daher folgt auf dünnere Tonzwischenlagen zuerst Steinsalz und dann die nur bei höherer Konzentration entstehenden Kalisalze. Neuerliche Steinsalzbildung nach Sylvin bzw. dessen Ausgangsmineral wurde durch Strömungen hervorgerufen, welche ihre Tonlast bereits verloren hatten und nur noch durch geringere Konzentration wirkten. Der letzte Rest der Tonlast ist oft als „toniganhydritischer Streifen“ (Görgey, 1912, S. 370, 3. Abschnitt) zwischen Kalisalz unten und Steinsalz oben niedergeschlagen. Einwehender Staub hätte doch wohl die Kalisalze nicht gemieden! Auch in den deutschen Zechsteinsalzen tritt in den zum Teil gut geschichteten Kalisalzen der Ton zurück.

Im wesentlichen, unter Vernachlässigung der akzessorischen Gemengteile, handelt es sich hier in der Kaliregion der Steinsalzlagerstätten um Wechsellagerung von Steinsalz, Carnallit- oder Sylvin-Steinsalzgemenge und gelegentlich noch Kieserit und Anhydrit. Die Schichtung ist eine Folge von Änderungen der chemischen Zusammensetzung der salzbildenden Lösungen, also hydroklimatischen Schwankungen, welche, wie ich glaube, vom Strömungswechsel regiert wurden. Siehe unten. Wenn gelegentlich Ton- und selbst Sandlagen in Steinsalz und Kalisalzen vorkommen, bildet das keinen Einwand gegen diese Deutung.

Andererseits kann im Salzgebirge der Ton (Mergel) mehr vorwiegen. Dann entsteht Schichtung durch Anhydrit (Gips) oder Steinsalzzwischenlagen im Ton. Von der oben besprochenen Folge Steinsalz mit Tonzwischenlagen ausgehend, bildet dieser Fall den Übergang zum reinen Ton oder Mergel. Ton mit Anhydritplatten ist z. B. in Wieliczka sehr verbreitet, Ton mit Salzlagen in Kalusz, vgl. Höfer, 1919, S. 267—270, Taf. 3, Fig. 5.

Eine weitere Grenzfazies gegen die nicht salinarische Sedimentation bilden Kalke und Dolomite. Diese sind für die Frage der Kalk- und Dolomitbildung überhaupt von Bedeutung, da man hier vielleicht entsprechend den Löslichkeitsverhältnissen (Behrend und Berg, 1927, S. 436, 437) anorganischen Übersättigungskalk vor sich hat. Allerdings ist auch ähnliche Kalkbildung wie in anderen Fällen, etwa Verwesungsfällungskalk, möglich, wurde doch sogar Gips- oder Anhydritbildung auf diese Weise erklärt. Hieher gehörige Gesteine sind Stinkschiefer, Anhydritknotschiefer, Hauptdolomit im mittleren, Plattendolomit im oberen deutschen Zechstein. Der Dolomitgehalt ist in allen diesen Gesteinen sehr schwankend, vgl. u. a. Beck, 1912, S. 143, entsprechend den Änderungen des Hydroklimas. Der Anhydritknotschiefer ist ein Bänderdolomit mit kalkigen Schichten (Feinschichtung ähnlich der des norischen Hauptdolomits, S. 481, vgl. Frantzen, 1895, S. 93—98), welcher Anhydritkonkretionen führt, also vergleichbar einem Schiefer mit Kalk- oder Hornsteinkonkretionen. Der Stinkschiefer, ein bituminöser Kalk, und der ihn vertretende Hauptdolomit sind durch tonige Zwischenlagen geschichtet, ebenso der Plattenkalk und -dolomit, welcher durch überhandnehmende Wechsellagerung und Konkretionsbildung aus dem sogenannten unteren Letten hervorgeht, Beck, 1912, S. 142, 143.

Versucht man, den wichtigsten bisher besprochenen Fällen eine Ordnung nach einer vermuteten auskeilenden Wechsellagerung zu geben, so erhält man folgendes Schema:

Salinarisch { Kalisalz-Steinsalz- Wechsellagerung Steinsalz-Anhydrit- Wechsellagerung	Steinsalz-Anhydrit (Dolomit)-W.	{ Dolomit-Kalk-Anhydrit-W. Dolomit (Kalk-)Mergel-W.	} Ton Klastisch
	Steinsalz-Anhydrit (Ton)-W.		

Ergänzend wäre zu bemerken, daß im Hauptsalzkonglomerat Andeutungen grobklastischer, auf Wechsel der Strömungsintensität beruhender Schichtung vorkommen. Diese gehört zur klastischen Wechsellagerung. Everding, 1907, S. 85—87.

Wir sind hier den umgekehrten Weg gegangen wie in den früheren Kapiteln, wo wir mit der auskeilenden Wechsellagerung begannen. Dies gebieten die besonderen Verhältnisse der Steinsalzforschung. Es ist auf eine genaue Darstellung der seitlichen Veränderungen bisher zu wenig Wert gelegt worden, zum Teil war auch ihre Feststellung nicht möglich, denn lang verfolgbare Aufschlüsse oder Aufschlußreihen in Erosionsfurchen fehlen, Bohrlöcher und Bergwerke sind zu eng begrenzt. Ich habe in erster Linie die deutschen Verhältnisse im Auge, welche hier, wie in keinem anderen Zweige der Geologie, die Hauptrolle spielen. Die mir zur Verfügung stehenden Profile sind rein schematisch und geben nur einen ungefähren Überblick. Einige Einzelheiten sind trotzdem bekannt. Man liest in der Literatur öfter von seitlichem Vertauben der Kaliflötze, z. B. Beck, 1912, S. 138. Beck hat daraus auch auf Laugenflüsse von bestimmter Zusammensetzung geschlossen. Nach Fulda, 1924, S. 27, 28 und Fig. 4, setzt innerhalb der Steinsalzsichten der Anhydrit-Steinsalz-Wechsellagerung des Südharzgebietes der Sylvingehalt treppentartig ein*) und dieser kann seitlich durch Carnallit vertreten werden. Zur Frage, ob der Sylvin primär oder sekundär ist, nehme ich hier nicht Stellung, aber Fulda hat wohl recht, wenn er aus der seitlichen Abnahme des Kaligehaltes auf Nebeneinandervorkommen verschiedener Mutterlaugen schließt. Allerdings, die durch das Ganze durchschießenden Anhydritlagen auf rhythmische Fällung zurückzuführen, halte ich nicht für notwendig, ich würde eher an Strömungsstockwerke denken. Schließlich sieht man auch Steinsalz und Gips (Anhydrit) im Mergel Schmitzen, nicht immer durchgehende Schichten, bilden, was mindestens auf stärkere Fegung der Nachbarschaft deutet. Ein Nebeneinander (nicht Übereinander!) von Laugen verschiedener Konzentration, d. h. also verschiedenen spezifischen Gewichtes ist aber nur bei Bewegung möglich. Die Vorstellung, daß die Salzpfannen unbewegte, vielleicht geschichtete Laugen enthielten, in welchen höchstens eine Vertikalzirkulation die an der Oberfläche durch Verdunstung gebildeten konzentrierteren Teile ausglich oder deren Ausscheidungen hinabsinken ließ (noch von Fulda, 1923, S. 6, vertreten), ist daher zu verlassen, obwohl sie den Chemikern so gut paßte. Übrigens ist starke Strömung auch durch die Aufarbeitungserscheinungen erwiesen; das Hauptsalzkonglomerat enthält auch Tongerölle, beträchtliche Abtragung

*) Dies beschreibt übrigens bereits Everding, 1907, S. 100, 101, und erklärt die Erscheinung durch lokale, jahrelang andauernde Verdünnung an Mündungen der Zuflüsse.

kann Platz greifen, Beck, 1912, S. 145, 146. Schichtungsmäßig regelmäßige Abschwemmung nimmt auch Görgey für die glatte oder sanftwellige Dachfläche des Sylvinites von Wittelsheim an.

Übrigens beschreibt Everding, 1907, S. 98, 99, von Staßfurt nach S und dann gegen W den südlichen Harzrand entlang im deszendenden Hartsalz bzw. Sylvinit Veränderungen, welche als auskeilende Wechselagerung aufgefaßt werden können. Die Kieseritzzwischenlagen hören auf und auch der fein verteilte Kieseritgehalt nimmt ab, dagegen setzen tonig-anhydritische Zwischenlagen ein.

Durch verschiedenes Hydroklima, folglich verschiedenes spezifisches Gewicht des nebeneinander lagernden Mediums, wurden Strömungen wahrscheinlich. Fulda, 1924, S. 19, Fig. 1, stellt sich die Entstehung dieser Strömungen so vor, daß die ungleiche Erwärmung verschieden tiefer Seeteile eine Wasserzirkulation an der Oberfläche nach den seichteren, in der Tiefe nach den tieferen Teilen des Beckens hervorruft. Diesem internen Strömungssystem der salzbildenden Becken, dessen Wasser durch die verschieden starke Verdunstung hydroklimatische Unterschiede aufweisen muß, ist natürlich wieder das Strömungssystem der Zuflüsse angeschlossen, welches durch verschieden starke Mischung*) von Süß- und Salzwasser ebenfalls hydroklimatische Abstufungen hervorruft und außerdem noch eine klastische Fracht hereinbringt. Der ganze Mechanismus dieser Strömungen von Wasser verschiedenen Hydroklimas und verschiedener Tonbeladung ist von dem die Kalk-Mergel-Wechselagerung hervorbringenden nicht prinzipiell verschieden. Bei der Kalk-Mergel-Wechselagerung sind bisher nur Vermutungen über Zusammenhang des Hydroklimas und der Kalkbildung möglich, im Fall der Steinsalzlager kommen hier alle die sorgfältigen Arbeiten van't Hoff's und seiner Nachfolger bis Jänecke in Betracht, welche die Ausscheidungsfolgen und Beziehungen der Salze darlegen. Sie sind natürlich durch die hier vorgebrachte Anschauung nicht wertlos geworden, aber die Möglichkeit sehr verschiedener Zusammensetzung bewegter Ausgangslösungen, welche die Theorie des Strömungswechsels bietet, wird vielleicht manchen Widerspruch lösen helfen.

Wenn wir uns zunächst ein stationäres Strömungssystem mit gleichzeitiger Ausscheidung verschiedener Salze nebeneinander vorstellen, so wird natürlich jede periodische Änderung der Strömungen Schichtung hervorrufen müssen. Diese Änderung kann jahreszeitlicher Natur und so im wesentlichen die Anhydrit-Steinsalz-Wechselagerung wirklich jahreszeitlich begründet sein. Aber stets ist der Strömungswechsel dazwischen geschaltet. Fulda, 1924, S. 27, lehnt jahreszeitliche Bedingtheit aus klimatischen Gründen ab und ich muß gestehen, im Vergleich zu den großen Perioden, welche wir etwa für die Kalk-Mergel-Wechselagerung anzunehmen haben, scheint mir die jahreszeitliche Periode für die ungefähr gleich mächtige Steinsalz-Anhydrit-Wechselagerung zu kurz. Regelmäßigkeit ist, wie gesagt, kein Beweis für jahreszeitliche Bedingtheit, ansonsten kämen wir mit der geologischen Zeitrechnung in den lächerlichsten Konflikt. Die Triasperiode z. B. hätte dann nur höchstens einige tausend Jahre gedauert.

*) Wenn es sich um Regengüsse handelt!

Es ist eigentlich zu wundern, daß die rhythmische Fällung als Schichtungsursache nicht zuerst bei den Salzgesteinen aufgetaucht ist, welche so recht die Heimat physikalisch-chemischer Spekulationen darstellen. Erst 1921 wurde sie von Fulda zur Erklärung des Anhydrit-Steinsalz-Wechsels herangezogen. Geologische Gründe, welche gegen die Annahme der rhythmischen Fällung zur Erklärung der Kalk-Mergel-Wechselagerung sprechen, wurden bereits vorgebracht, S. 469. Die Sache ist auch physikalisch bedenklich. Man versteht unter rhythmischer Fällung die eigentümliche Ringbildung, welche entsteht, wenn sich gegenseitig fällende krystalloide Lösungen in einem Gel gegeneinander diffundieren. In manchen Fällen gelingt die Erscheinung auch ohne Gegenwart des Gels. In anderen Fällen hatte die Durchschüttelung mit Kristallisationskeimen keinen Ausfall der Erscheinung zur Folge. Die Theorie des ganzen Vorganges steht durchaus nicht einwandfrei fest. Man kann eine derartig weit hergeholt, theoretisch noch nicht völlig geklärte Sache nicht zur Erklärung des in großartiger Einheitlichkeit in den verschiedensten Gesteinen auftretenden Schichtungsphänomens heranziehen.

Eine ebenso unsichere Sache ist die Laugenentmischung durch Viskositätsanpassung an die Strömungen, Fulda, 1924, S. 20, 21. Es ist noch gar nicht sichergestellt, daß diese theoretisch geforderte Entmischung überhaupt merkliche Unterschiede in der Zusammensetzung der Laugen hervorrufen kann, bzw. ob diese Entmischung gegen die Vermischung, z. B. durch Wirbelbildung, aufkommen kann.

VI. Übersicht und genetische Einteilung der Schichtung.

Überblicken wir die in Kapitel II—V besprochenen Schichtungsfälle, so ergibt sich, daß die Strömungen als Schichtungsursache eigentlich nur auf zweierlei Art wirken, durch ihre Transportkraft (rein klastische Sedimentation) und ihre physikalisch-chemische Zusammensetzung, welche im Begriffe des Hydroklimas zusammengefaßt werden kann. Der Ausdruck wurde anscheinend von Arn. Heim, 1924, S. 34, zum erstenmal verwendet. Aus diesem Begriffe ist dann die rein mechanische Strömungsintensität auszuschalten. Die zweite Schichtungsursache ist natürlich sehr vielgestaltig und der ersten dem begrifflichen Umfange nach nicht gleichwertig. Mit der wachsenden Erkenntnis der hydroklimatischen Vorgänge bei der Sedimentation werden sich Untergruppen bilden lassen. Die beiden Schichtungsursachen können auch kombiniert auftreten.

Einteilung der Schichtung.

1. Klastische Schichtung: Konglomerat-Sandstein-Wechselagerung, Sandstein-Ton-Wechselagerung, eventuell gewisse Kalk-Mergel-Wechselagerungen.

2. Klastisch-hydroklimatische Schichtung: Kalk-Mergel-Wechselagerung, Dolomit-Mergel-Wechselagerung, Hornstein-Ton-Wechselagerung, Kalk-Hornstein-Wechselagerung? Steinsalz-Ton-Wechselagerung, Anhydrit (Gips)-Ton-Wechselagerung.

3. Hydroklimatische Schichtung: Kalk-Dolomit-Wechselagerung, Steinsalz-Anhydrit-Wechselagerung, Kalisalz-Steinsalz-Wechselagerung.

Es sind die verschiedensten Kombinationen möglich, auf welche im Text gelegentlich hingewiesen wurde.

Der größte Teil der besprochenen Schichtungsfälle beruht auf Tonzwischenlagen. Sie bilden ein einigendes Band von der rein klastischen bis zur hydroklimatisch bedingten, salinarischen Sedimentation. Immer sind es periodische, mit tonigem chersogenem Material beladene Strömungen, welche ihre Fracht von festländischen Strömungen beziehen. Das leichtere Süßwasser kann weithin und sich allmählich vermischend über das schwerere Meerwasser ausgebreitet werden. Es ist also Landeinfluß, welcher die meisten Schichtungsfälle bewirkt. In der Tat sind ja auch die meisten fossilen Sedimente, deren Schichtung im vorstehenden besprochen wurde, in Landnähe gebildet worden.

Man war früher geneigt, den eupelagischen Sedimenten (Globigerinenschlamm, roter Tiefseeton, Radiolarienschlamm), welche unter den fossilen nur ausnahmsweise vorkommen, chersogene Beimengungen abzusprechen. Nunmehr ist durch die Beobachtungen Correns', 1929, auf der Meteor-expedition der Anteil festländischen Materials an diesen Sedimenten erwiesen. Sogar die Mechanik der Strömungswirkung wird aufgeheilt. Höhere Teile der küstenfernen ozeanischen Böden, weil im Bereiche heftigerer Strömungen gelegen, tragen kalkreicheres, grobkörniges Sediment, tiefere, von langsameren Strömungen bestrichene, kalkärmeres, feinkörniges Material. Der chersogene Detritus ist nämlich im allgemeinen feinkörniger als der thalattogene organische Kalk. Der sicher vorhandene Strömungswechsel muß sich auch hier durch Wechsel tonigerer und kalkigerer Schichten auswirken; tonige Zwischenlagen sind also aller Wahrscheinlichkeit nach den rezenten eupelagischen Sedimenten eigen. Die Lotröhren beweisen oft vertikale Änderung des Kalkgehaltes und der mit der Wirkung der Eiszeit gesuchte Zusammenhang liegt im Stile meiner Auffassung. Wenn auch tektonische Gründe für die rezenten Fälle mit Recht herangezogen werden, so beweist das noch nichts für tektonische Bedingtheit hundertfältiger Wechsellagerung fossiler Gesteine. In den rezenten Fällen ist ja nur eine einzige Schicht beobachtet. Andréé, 1920, S. 429—448.

Wir dürfen uns aber nicht täuschen lassen. Das Bild, welches wir im allgemeinen von der Schichtung bekommen, ist dadurch beeinflusst, daß steile, gute Aufschlüsse in der Regel nur dort entstehen, wo die am leichtesten abböschbaren Tone nur einen geringen Anteil zwischen widerstandsfähigeren Gesteinen ausmachen. In Wirklichkeit bilden die reinen Tongesteine 75 % aller Sedimente, aber wir bekommen sie seltener in guten Aufschlüssen zu sehen, können daher ihre Schichtung oder Schichtungslosigkeit seltener studieren.*) Auch die auskeilende Wechsellagerung; einerseits tonige Zwischenlagen, andererseits ungeschichteter Ton, muß viel häufiger sein als sie beobachtet wird. Wahrscheinlich gehen auch Tone mit Gips- oder Steinsalzschiechten seitlich in reine Tone über.

*) Damit ist die reine Tonfazies, welche nach dem Ausgangsschema Abb. 1 in den Schichtungsfällen mit Tonzwischenlagen zu fordern ist, unserer Beobachtung entzogen.

VII. „Biogene“ Schichtung.

Als bestes Beispiel dient die Wechsellagerung der Kohlenflötze mit klastischen Gesteinen. Als Bedingung für die in der Regel autochthone Kohlenbildung in Flachmooren ist eine gewisse oberflächennahe Lage des Grundwasserspiegels erforderlich, vgl. Pia, 1926, S. 225—228. Neben der fortwirkenden klimatischen Bedingung wird diese Lage im Wechselspiel der Senkung und Aufschüttung nur selten erreicht. Eine gewisse Eigenwilligkeit des organischen Lebens macht sich geltend und läßt auch nicht im entferntesten jene Regelmäßigkeit zustande kommen, wie bei anorganisch bedingter Schichtung. Die Verschiedenheit von der Strömungswechselschichtung der benachbarten Arkosen und Schiefer-tone ist in die Augen springend. Es ist wenig zweckmäßig, beide Erscheinungen im engeren Schichtungs-begriff zusammen zu fassen. Dagegen bedeutet das Vorkommen der auskeilenden Wechsellagerung bei Kohlenflötzen doch eine gewisse Verbundenheit mit früher besprochenen Schichtungs-fällen, Pia 1926, S. 208—210, Fig. 102.

Die Lumaschellen, welche in den verschiedensten Formationen vorkommen, bieten ein zweites Beispiel biogener Schichtung. Auch hier fehlt strengere Periodizität. Eine Art auskeilende Wechsellagerung kommt vor (Hildebrand, 1928, S. 7—9, 60, 61, Taf. I, III, IV, im deutschen Wellenkalk), muß aber nicht auf Vorstößen des Lebensraumes beruhen, sondern kann auch als Einschwemmung toter Schalen aus einem dauernd besiedelten Gebiet gedeutet werden. Ob das eine oder das andere oder beides zutrifft, wäre fallweise zu entscheiden und ist bisweilen umstritten. Im germanischen Wellenkalk unterscheidet Freyberg, 1922, S. 238—240 bodenfremde Fossilbänke von autochthonen. E. Wagner, 1923, S. 405—420 neigt dagegen mehr zur Annahme autochthoner Entstehung der Fossilinseln. Das gegenteilige Extrem stellt Hildebrand, 1928, S. 55—57, vor, welcher fast allgemeine Umlagerung durch Strömung annimmt. Weist man der Strömung einen stärkeren Anteil zu, so steht man vor einem kombinierten Falle „biogener“ und Strömungswechsel-Schichtung.

Die mir bekannten rhätischen Lumaschellen liegen völlig unperiodisch in den verschiedensten Teilen der mit Mergelzwischenlagen regelmäßig wechselnden Kalkbänke. Sonderung der getrennten Bivalvenschalen nach der Größe, häufigere Lage hohl unten, Ineinanderhachtelung, Gleichrichtung der Längsachse weisen auf mäßigen Strömungsanteil. Vortisch, 1926, S. 5 c), 1927, S. 95, 97.

Wenn man dem Schichtungs-begriff überhaupt eine genetische Fassung geben will, ist es fraglich, ob man die „biogene“ Schichtung dazu rechnen soll. Man müßte dem Strömungswechsel noch eine zweite Ursache, Wechsel der Lebensbedingungen, beifügen. Wechsel der Sedimentationsbedingungen als Oberbegriff besagt schließlich gar nichts mehr.

VIII. Schichtungsähnlicher Wechsel.

Eine Reihe von Erscheinungen ist jedoch ohne Frage aus dem Schichtungs-begriff auszuschalten. Hierher gehört einmal die durch Parallelordnung der vorwiegend in einer oder zwei Dimensionen ent-

wickelten Gemengteile bei der Sedimentation entstehende Primärschieferung vieler Tone und Sandsteine.

Durch Änderung der Materiallieferung kommt Gehängeschichtung und Wechsel von Eruptivdecken und Tuffen zustande. Sind Tuffe regelmäßig Sedimentgesteinen eingeschaltet, wäre zu untersuchen, ob die Periodizität nicht auf den Strömungswechsel zurückgeht, der sich des Materials mehr oder weniger beständiger Eruptionen bemächtigt hat. Gelingt der Nachweis, wäre die Erscheinung als echte Schichtung anzusehen.

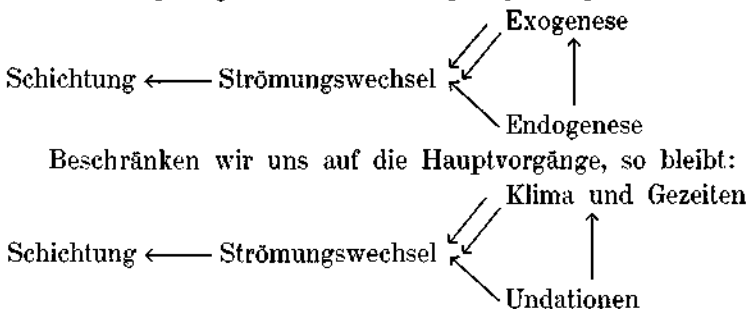
Einen komplizierten Fall beschreibt Emilsson, 1929, S. 2 und Fig. 1: wiederholter Wechsel von Basaltdecken mit klastischem Gestein. Jede Lage des letzteren führt ein Braunkohlenflötz.

Die Natur widerstrebt eben oft unserer begrifflichen Auffassung. Es hat keinen Zweck, sich hier in Tüfteleien zu ergehen.

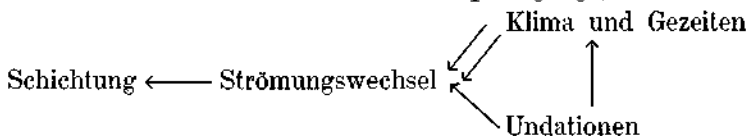
IX. System der Schichtungsursachen.

Alle Naturvorgänge bilden ein System, in welchem die Kausalbeziehung eine nähere oder entferntere sein kann. In diesem Sinne läßt sich der Strömungswechsel als nächste Ursache der Schichtung ansehen. Andere Vorgänge stehen in einer entfernteren Beziehung, sind aber trotzdem mit Recht als Schichtungsursachen bezeichnet worden.

Für die geologischen Erscheinungen gilt folgende Übersicht:



Beschränken wir uns auf die Hauptvorgänge, so bleibt:



Der Einfluß des Klimas oder der Tektonik kann in gewissen Fällen mehr hervortreten, das ändert aber nichts an der Allgemeingültigkeit des Strömungswechsels als Schichtungsursache.

Meine Beurteilung der genetischen Einteilung der Schichtung, welche Brinkmann, 1926, S. 225, gegeben hat, ergibt sich aus dem Vorstehenden. Er hat durch sehr gründliche biostratigraphische Untersuchungen die regionale Verbreitung einer Anzahl von versteckten Erosionsdiskordanzen in der sandigen Küstenfazies des englischen Kellaway nachgewiesen, welche durch Hebung entstanden sind. Als Schichtungsfall kann ich das Beispiel nicht gelten lassen, weil ich als äußersten Grenzfall die Sedimentationsgeschwindigkeit = 0 bei der Omissionschichtung ansehe, wobei man allerdings eine kleine Aufarbeitung gelegentlich in Kauf nehmen muß. Jedoch sind diese Lücken dem Strömungswechsel unterworfen und vermutlich viel kürzer als die des englischen Kellaway. Im letzteren wäre als Schichtung vielmehr die klastische

Wechsellagerung (eventuell Schrägschichtung) zu bezeichnen, welche vielleicht in den Gesteinsmassen zwischen den Erosionsdiskordanzen vorhanden ist.

Auffälliger ist die Beziehung zwischen kurzphasigem, Kalk-Mergel-Wechsellagerung bildenden Strömungswechsel und einer diesen überlagernden, einseitig gerichteten Tendenz bei den Dachbank- oder Emersionszyklen Klüpfels, 1916 *a*, *b*, und Frebolds, 1925. Vgl. besonders die Profile Klüpfels, 1916 *a*, S. 18—29, 1916 *b*, S. 98. Diese Tendenz, welche Kalkzunahme nach oben durch überhandnehmende Wechsellagerung zur Folge hat, wird von diesen Autoren als allmähliche Hebung gedeutet. Gewiß spricht vieles dafür, aber ich halte es dennoch für möglich, daß alpine Beobachtungen Neues bringen werden. Über Ausmaße und regionale Bedingtheit der Strömungen wissen wir ja noch recht wenig.

Zusammenfassend kann man sagen, daß in einer Anzahl von Fällen ein periodischer Einfluß der Undationen auf die Sedimentation wahrscheinlich ist, sei es, daß durch diese eine Reihe von Erosionsdiskordanzen bei klastischer, oder eine Reihe von Zyklen bei Kalk-Mergel-Bildung entstanden. Wahrscheinlich entstehen bei rein klastischer Sedimentation durch periodische Hebung des korrelaten Abtragungsgebietes ebenfalls Erosionszyklen mit einseitiger Zunahme etwa eines Gliedes der Sand-Ton-Wechsellagerung. Dieser Periodizität würden in einem fluviatilen Abtragungsgebiet entsprechende Abtragungsterrassen zugeordnet sein. In Fällen geosynklinaler Sedimentation wie an der Steinplatte ist dauernde, gleichmäßige Senkung wahrscheinlicher.

Gegenüber den Undationen stellt das Klima den kurzperiodischen Einfluß dar und in den zahlreichen Fällen enger Verknüpfung zwischen Klima und Strömungswechsel kommt die Periodizität dieses Einflusses stark zur Geltung. Die Periodizität des Klimas war die Ursache der Aufdeckung dieser Schichtungsursache in Fällen, wo man aus der Regelmäßigkeit des Gesteinswechsels nach periodischen Einflüssen Umschau hielt. Es handelt sich hier durchaus um echte Schichtung. Hieher gehört vor allem die Schichtung der postglazialen Sedimente Südschwedens (De Geer, 1912) und Südfinnlands (Sauramo, 1923). Der Nachweis, daß jedes Schichtchen der Sande und Tone einer sommerlichen Schmelzperiode entspricht, kann als gelungen angesehen werden; besonders die Arbeit Sauramos ist ein sedimentpetrographisches Musterwerk. Bei seiner Erörterung des Sedimentationsvorganges wird dem Autor selbst klar, daß der Strömungswechsel die unmittelbare Schichtungsursache ist. Es sagt S. 98, Zeile 20, 21 von oben: „die diataktische Struktur (d. i. Materialsonderung) würde nicht entstehen, wenn das Material durch einen stationären (= uniform continuous) Strom fortgeschafft würde“. Auch die Schichtung gewisser permischer und präkambrischer Glazialsedimente ist zu vergleichen (Sauramo, 1923, S. 103, 104). Endlich besteht auch in den Steinsalzlagern die Möglichkeit jahreszeitlicher Schichtung.

Mit der jahreszeitlichen Schichtung ist aber auch der einigermaßen gesicherte Einfluß des Klimas erschöpft. Deutungsversuche, wie die Pompeckys, 1914, und Winklers, 1926, sind eben nur Versuche.

Pompecky, 1924, S. 28, 29, hält die Brücknersche Klimaperiode von 35 Jahren zur Erklärung der Kalk-Mergel-Wechsellagerung im schwäbischen Malm für die wahrscheinlichste. Winkler, 1926, S. 276, 301 bis 312, denkt an dieselbe Periode bei untergeordneten Rhythmen der Bändermergel und des Flysches der Julischen Alpen, an die durch den 21.000 jährigen Periheliumlauf (Präzessionsbewegung der Erdachse) hervorgerufene Klimaperiode bei der Schichtung der Hornsteinplattenkalke und Dachstein-Karstkalke der Julischen Alpen, bekennt aber, daß wir erst am Anfange der Lösung dieses Problems stehen.

In der Tat sind wir hier noch auf sehr unsicherem Boden. Einmal sind größere Klimaperioden als die jahreszeitlichen überhaupt noch lange nicht sicher erfaßt, dann können wir uns auch noch keine klare Vorstellung von der Einwirkung auf den Strömungswechsel machen. Von Präzessionsbewegungen der Erdachse, Schwankungen der Exzentrizität und Ekliptikschiefe zur Schichtung ist noch ein weiter Weg, auf welchem viele Zwischenglieder fehlen.

Durchaus bleibt aber die Tatsache bestehen, daß Klimaänderungen nur durch den Strömungswechsel auf die Schichtung wirken können. Wenn wir daher der Definition: Schichtung ist Wechsellagerung, einen genetischen Beisatz zufügen wollen, kann er nur lauten: entstanden durch Strömungswechsel. Zu diesem Ergebnis sind wir durch einen Überblick über die verbreitetsten Fälle gelangt. Das Allgemeinergebnis bietet einen genügend weiten Rahmen für viele Einzelfälle, welche noch der Deutung harren. Voraussetzung für die Richtigkeit des genetischen Beisatzes ist allerdings eine etwas engere Fassung des Schichtungsbegriffes als bisher üblich, nämlich seine Beschränkung auf die Repetitionsschichtung im Sinne Alb. Heims; als vielfachen, gleichartigen Gesteinswechsel, mit Einschluß der Kreuz- und Diagonalschichtung.

Literaturverzeichnis.

Andert H.: Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken, II. Die nordböhmische Kreide zwischen Elbesandsteingebirge und Jeschken und das Zittauer Sandsteingebirge. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 117, Berlin 1929.

Andrée K.: Wesen, Ursache und Arten der Schichtung. Geologische Rundschau, 6, S. 351—397, Leipzig 1916.

Andrée K.: Geologie des Meeresbodens, 2, Leipzig 1920.

Andrée K.: Das Meer und seine geologische Tätigkeit. Grundzüge der Geologie, herausgegeben von Salomon, 1, S. 361—424, Stuttgart 1924.

Barrell J.: Criteria for the Recognition of ancient Delta Deposits. Bull. Geol. Soc. America, 33, S. 377—446, 1912.

Beck K.: Petrographisch-geologische Untersuchung des Salzgebirges im Werra-Fuldagebiet der deutschen Kalisalzlagerstätten. Zeitschr. prakt. Geol., 20, S. 133—158, 1912.

Behrend F. und Berg G.: Chemische Geologie, Stuttgart 1927.

Brinkmann R.: Über die sedimentäre Abbildung epirogener Bewegungen sowie über das Schichtungsproblem. Nachr. v. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Kl., 1925, S. 202—228, Berlin 1926.

Brinkmann R.: Statistisch-biostratigraphische Untersuchungen an mitteljurassischen Ammoniten, über Artbegriff und Stammesentwicklung. Abh. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math.-phys. Kl., N. F., 13, Berlin 1929.

Cornelius H. P. und Furlani-Cornelius M.: Über die Tektonik der Marmolatagruppe (Südtirol). N. Jb. Min. Beilageband 56, Abt. B, S. 1—77, Stuttgart 1927.

Correns C. W.: Anzeichen von Beziehungen zwischen Strömungen und Bildung küstenferner (eupelagischer) Sedimente. N. Jb. Min. Beilageband 57, Abt. A, S. 1109 bis 1118, Stuttgart 1928.

Defant A.: Einführung in die Geophysik, III, Dynamische Ozeanographie, Berlin 1929.

De Geer G.: Geochronologie der letzten 12.000 Jahre. Geologische Rundschau, 3, S. 457—471, Leipzig 1912.

Diener C.: Grundzüge der Biostratigraphie, Leipzig und Wien 1925.

Emilsson, S.: Beiträge zur Geologie Islands. Centralbl. Min., Abt. B, S. 1—4, Stuttgart 1929.

Everding H.: Zur Geologie der deutschen Zechsteinsalze. Mit einer „allgemeinen geologischen Einführung“ von F. Beyschlag und einem Verzeichnis der „Literatur über die Geologie der deutschen Salzablagerungen“ von E. Zimmermann. Deutschlands Kalibergbau. Festschr. zum 10. allgem. deutschen Bergmannstage zu Eisenach, Berlin 1907. (Stand leider erst während des Druckes zur Verfügung.)

Ewald R.: Schichtung und Bankung des Buntsandsteines in ihrer Bedeutung für seine Stratigraphie und Paläographie. Der Steinbruch, Berlin 1920.

Frantzen W.: Der Zechstein in seiner ursprünglichen Zusammensetzung und der untere Buntsandstein in den Bohrlöchern bei Kayserroda. Jb. Preuß. Geol. Landesanst., 15, S. 65—121, Berlin 1894.

Frebold H.: Über zyklische Meeressedimentation. Tektonische, biostratigraphische und paläontologische Studien im Rahmen einer paläogeographischen Untersuchung des Lias. Leipzig 1925. (Ref. N. Jb. Min. Abt. B, Jg. 1925, II. Bd., S. 132 bis 134.)

Freyberg B. v.: Der Aufbau des unteren Wellenkalks im Thüringer Becken. N. Jb. Min. Beil. B. 45, S. 214—274, Stuttgart 1922.

Fugger E.: Salzburg. Erl. geol. Karte österr.-ung. Mon., SW-Gr. Nr. 9, Wien 1903.

Fulda E.: Entstehung und Einteilung der deutschen Kalisalzlagerstätten. Zs. prakt. Geol., 29, S. 161—165, Berlin 1921.

Fulda E.: Zur Entstehung der deutschen Zechsteinsalze. Zs. Deutschen Geol. Ges., 75, Abh. S. 1—13, Stuttgart 1924.

Fulda E.: Studie über die Entstehung der Kalilagerstätten des deutschen Zechsteins. Z. D. Geol. Ges., 76, Monatsber. S. 7—30, Stuttgart 1924.

Fulda E. und Roehler H.: Rhythmische Fällung im Zechsteinmeere. Kali, 15, S. 108—109, 1921. (Ref. N. Jb. Min. 1923, II. S. 201.)

Goldman M. I.: Proportions of detrital organic calcareous Constituents and their chemical Alteration in a Reef Sand from the Bahamas. Carnegie Institution of Washington, Publication No. 344, S. 37—66, 1926.

Görgey R.: Zur Kenntnis der Kalisalzlager von Wittelsheim im Ober-Elsaß. Tschermaks Min.-Petr. Mitt., N. F., 31, S. 349—468, Wien 1912.

Hahn F. F.: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe, I. stratigraphisch-paläontologischer Teil. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 60, S. 310—420, Wien 1910.

Heim Alb.: Einige Gedanken über Schichtung, Geologische Nachlese. Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich, 54, S. 330—342, Zürich 1909.

Heim Alb.: Geologie der Schweiz, Bd. I, II₁, II₂, Leipzig 1922.

Heim Arn.: Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geologische Rundschau, 15, S. 1—47, Berlin 1924.

Heritsch F.: Das Silur von Böhmen. Sammelreferat über neuere Arbeiten. Geologische Rundschau, 19, S. 321—344, Berlin 1928.

Hildebrand E.: Der Aufbau des Wellenkalkes, ein Beitrag zur Frage seiner allgemeinen Bildungsbedingungen. Geol. und pal. Abh., N. F., 16, Jena 1928.

Höfer-Heimhelt H.: Allgemeine Geologie der Salzlagerstätten. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch, 67, Wien 1919.

Jänecke E.: Die Entstehung der deutschen Kalisalzlager. Die Wissenschaft, 59, Braunschweig 1915. (Die 2. Auflage stand leider nicht zur Verfügung.)

Jänecke E.: Die Entstehung der Salzlagerstätten. Handb. d. Mineralchemie, herausgegeben von Doelter und Leitmeier, 4, S. 1250—1291, Dresden und Leipzig 1929.

Katzer F.: Notizen zur Geologie von Böhmen. X. Beiträge zur petrologischen Kenntnis des älteren Paläozoikums in Mittelböhmen. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 37—61, Wien 1905.

Kayser E.: Lehrbuch der Geologie, Bd. I—IV, Stuttgart 1924.

Kettner und Kodym: *Nová Stratigrafie Barrandienu. Časopis Musea Král. Českého.* (Eine neue Stratigraphie des Barrandiens. Zeitschrift des königl. böhm. Museums), S. 1—11, Prag 1919.

Klüpfel W.: Zur Kenntnis des Lothringer Bathonien. Geologische Rundschau, 7, S. 1—29, Leipzig 1916 (1916a).

Klüpfel W.: Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geologische Rundschau, 7, S. 97—109, Leipzig 1916 (1916b).

Kodym O.: *Partie occidentale du Gothlandien et du Devonien.* Knih. státn. geol. ust. čsl. rep. (Bibliothek d. geol. Staatsanst. d. tschechosl. Rep.), 9, Prag 1925.

Kodym O. und Koliha J.: *Excursion géologique dans la vallée de Radotín e à Pírdolí.* Věstník státn. geol. ust. čsl. Rep. (Mitteilungen d. geol. Staatsanst. d. tschechosl. Republik) 4, S. 84—115, Prag 1928.

Lamprecht F.: Schichtenfolge und Oberflächenformen im Winterberggebiete des Elbesandsteingebirges. Dissertation. Bad Lieberwerda 1928.

Leuchs K.: *Geologie von Bayern, II. Teil: Bayrische Alpen.* Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands, II. Abt.: Regionale Geologie Deutschlands, Berlin 1927.

Leuchs, K., Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimente, I. u. II. Teil. N. Jb. Min., Beil. B. 59, Abt. B, S. 357—430, Stuttgart 1928.

Leuchs K. und Udluft H.: Entstehung und Bedeutung roter Kalke der Berchtesgadener Alpen. „Senckenbergiana“, 8, S. 174—199, Frankfurt a. M. 1926.

Liebus A.: Geologische Wanderungen in der Umgebung von Prag. Sammlung gemeinnütziger Vorträge, herausgegeben vom Deutschen Verein zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse, Prag 1911.

Michaelis G.: Die Wasserbewegung an der Oberfläche des Indischen Ozeans im Jänner und Juli. Veröffentlichungen des Institutes für Meereskunde an der Universität Berlin, N. F. A. Geogr.-naturw. Reihe, Heft 8, Berlin 1923.

Mojsisovics v. Mojsvar E.: Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 21, S. 189—210, Wien 1871.

Mojsisovics v. Mojsvar E.: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen, Wien 1879.

Ogilvie Gordon M. M.: Das Grödener, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Geologische Beschreibung mit besonderer Berücksichtigung der Überschiebungerscheinungen, I. u. II. Teil. Stratigraphie-Tektonik. Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 24, Heft 1, Wien 1927.

Paech H.: Die Oberflächenströmungen um Madagaskar in ihrem jährlichen Gang. Veröffentlichungen des Institutes für Meereskunde an der Universität Berlin, N. F. A. Geogr.-naturw. Reihe, Heft 16, Berlin 1926.

Penck A. und Brückner E.: Die Alpen im Eiszeitalter, I. Bd. Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. Leipzig 1909.

Perner J. und Kodym O.: On the Zonal Division and Correlation of the Silurian of Bohemia. Am. Journal of Science, 4. S. 53—72, 1922.

Philippi E.: Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 60; Abhandlungen, S. 346—377, Berlin 1908.

Pia J.: Pflanzen als Gesteinsbildner, Berlin 1926.

Pompecki J. F.: Die Bedeutung des Schwäbischen Jura für die Erdgeschichte. Stuttgart 1914.

Reis O. M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges, I. Teil. München 1911.

Rüger L.: Die Rhät-Lias-Ablagerungen der Langenbrücker Senke. Ein Beitrag zur Paläogeographie Südwestdeutschlands. Dissertation, Heidelberg 1922.

Rózsa M.: Die Entstehung der Zechsteinsalzlager aus chemisch-geologischen Gesichtspunkten. — Centralbl. Min., S. 35—41, Stuttgart 1917.

Sauramo M.: Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. Bulletin de la Commission Géol. de Finlande, 60, Helsinki 1923.

Schander H.: Die cenomane Transgression im mittleren Elbtalgebiet. Geol. Archiv, 2, S. 49—96, Königsberg 1923 (Steindruck). Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 75, Abhandlungen, S. 107—154, Berlin 1924.

Schöndorf F.: Die geologischen Verhältnisse der deutschen Kalisalzagerstätten. Handbuch d. Mineralchemie, herausgegeben von Doelter und Leitmeier, 4, S. 1297—1339. Dresden und Leipzig 1929.

Semper M.: Schichtung und Bankung. Geologische Rundschau, 7, Leipzig 1917.

Spengler E.: Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft. Wien, 11, S. 1—70, Wien 1918.

Spengler E.: Das Afienzer Triasgebiet. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 69, S. 221—254, Wien 1920.

Spengler E.: Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentales und des oberen Pielachgebietes. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 78, S. 53—142, Wien 1928.

Stanczak W.: Beobachtungen über Schichtung an einigen paläozoischen und oberkretazischen Gesteinen der Umgebung von Prag. Dissertation, S. 1—37, Prag 1921. (Manuskript — bisher nicht veröffentlicht.)

Steinmann G.: Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geologische Rundschau, 16, S. 435—468, Berlin 1925.

Trusheim F.: Die Mittenwalder Karwendelmulde. Beiträge zur Lithogenese und Tektonik der nördlichen Kalkalpen. Dissertation, Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines Nr. 7, Innsbruck 1930.

Uhlig V.: Die marinen Reiche des Jura und der Unterkreide. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien, 4, S. 329—448, Wien 1911.

Vortisch W.: Zur Entstehung des Mönchsbergkonglomerates in Salzburg. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, S. 204—207, Wien 1924.

Vortisch W.: Die Schotterbildungen südlich und westlich der Lausitzer Überschiebung und des Jeschkenbruches von Niedergrund bis Drausendorf. „Lotos“, 73, S. 1—68, Prag 1925.

Vortisch W.: Oberhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. I. Teil, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 76, S. 1—64, Wien 1926; II. Teil, Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 77, S. 93—122, Wien 1927.

Vortisch W.: Aufarbeitungserscheinungen (Tongallen) in der oberen Kreide bei Böhmischem-Leipa. „Firgenwald“, 1, S. 76—92, Reichenberg 1928.

Wähner F.: Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, S. 168—176. 190—206, Wien 1886.

Wähner F.: Zur Beurteilung des Baues des mittelböhmischen Faltengebirges. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 66, S. 1—72, Wien 1916.

Walther J.: Lithogenese der Gegenwart, 3. Teil einer Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena 1894.

Walther J.: Lehrbuch der Geologie Deutschlands. Leipzig 1910.

Wepfer E.: Die Auslaugungsdiagenese, ihre Wirkung auf Gestein und Fossilinhalt. N. Jb. Min., Beil. B. 54, Abt. B, S. 17—94, Stuttgart 1926.

Willimzik M.: Die Strömungen im subtropischen Konvergenzgebiet des Indischen Ozeans. Veröffentlichungen des Institutes für Meereskunde der Universität Berlin, N. F. A. Geogr.-naturw. Reihe, Heft 14, Berlin 1929.

Winkler A.: Zum Schichtungsproblem. Ein Beitrag aus den Südalpen. N. Jb. Min., Beil. B. 53, Abt. B, S. 271—314, Stuttgart 1926.

Zimmermann E.: Die ersten Versteinerungen aus Tiefbohrungen in der Kaliregion des norddeutschen Zechsteins. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., 56, Monatsbericht, S. 47—52, Berlin 1904.