Zeitschrift: Jahrbuch der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft
Herausgeber: St. Gallische Naturwisenschaftliche Gesellschaft
Band: 54 (1914-1916)

Artikel: Über die Entstehung des Rheintales und des Bodensees
Autor: Ludwig, A.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-834834

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 02.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

I.

Über die Entstehung des Rheintales und des Bodensees.

Von **A. Ludwig.**

Die große Flußebene des Rheines ist eine Aufschüttungs- oder Alluvialebene [1]; der felsige Untergrund liegt in beträchtlicher, wenn auch unbekannter Tiefe. Der Bodensee reichte einst viel weiter hinauf, als heute, und hing über Sargans mit Wallensee und Zürichsee zusammen. Wenn daher von der Entstehung des Rheintales geredet wird, so betrifft dieses Problem auch den Bodensee. Allgemein wird die Bildung des Rheintales in der Hauptsache einem Erosionsvorgang zugeschrieben; Streit jedoch herrscht unter den Forschern über das sehr verschieden bewertete Maß der Mitwirkung von Flußerosion und Glazialerosion. Während Professor Heim und seine Schule die Wassererosion (Flußerosion und flächenhafte Abspülung) für genügend erachten, um die heutigen Formen zu erklären, wollen die Anhänger der Glazialerosion den eiszeitlichen Gletschern, bezw. ihrer auskolkenden oder aushobelnden Tätigkeit eine sehr wichtige Rolle für die Talbildung zuerkennen. Dabei herrschen unter den Glazialerosionisten selbst wieder sehr verschiedene Ansichten über den Betrag der Gletschererosion. Während Hess und namentlich Lucerna diesen sehr hoch einschätzen und beinahe auf

[1]) Daraus geht schon hervor, wie unzutreffend die gelegentlich zu hörende Behauptung ist, die Schmelzwässer der großen eiszeitlichen Gletscher hätten die Täler geschaffen. Die Gletscherabflüsse haben im Gegenteil akkumulierend gewirkt; bis tief in die Alpen hinein sind die Haupttäler mit glazialen, fluvioglazialen und postglazialen Schuttmassen angefüllt.

die ganze Talbildung ausdehnen, halten sich Penck und Brückner in ihrem großen Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“ (D. A. i. E.) in mäßigeren Grenzen, und vertreten die Ansicht, daß schon vor der Eiszeit in den Alpen ein wohlausgebildetes Talsystem vorhanden war, das mit ausgeglichenem Gefälle auf die Molasse-Rumpfebene des Vorlandes ausmündete. In der Gegend Rorschach-Bregenz hätte der präglaziale Rheintalboden etwa 900 m Höhe, bei Chur 1200, bei Ilanz 1400 und im Tavetsch etwa 1800 m Höhe gehabt. Die Molasse-Rumpfebene, eine Abtragungsebene wird gefolgert aus den heute isolierten, mit Deckenschotter (d. h. Ablagerungen der ersten Eiszeit) gekrönten Höhen des Vorlandes (z. B. Hohentannen und Steinegg bei Engelburg, Heiligenberg jenseits des Bodensees, Schienerberg am Untersee). Denkt man sich diese Kuppen zusammenhängend, so erhält man ungefähr das Niveau der präglazialen Rumpfebene und an dieses würden sich nach Penck talaufwärts zahlreiche Leisten und Kanten einordnen. „Alle diese Einzelerscheinungen vereinigen sich zu einem großen Gesamtbilde, nämlich dem eines hoch über dem heutigen gelegenen Talsystems, in welchem die Flüsse nicht in die Tiefe, sondern in die Breite arbeiteten[1]); schufen sie so in den Alpen außergewöhnlich breite Täler, so böschten sie das Alpenvorland einheitlich ab und verwandelten es in eine weite Rumpfebene, die mit einem Gefälle von 4—5 ‰ alpenwärts anstieg.“ (Penck, Der Bodensee, Vortrag 1901.)

Was zwischen dem präglazialen erwähnten Niveau und dem heutigen Talboden, bezw. seiner Felssohle einst lag, ist nach Penck hauptsächlich durch die Gletschererosion entfernt worden. Die Gletscher haben das Tal „übertieft“ und auch die Seebecken ausgekolkt; in den Nebentälern dagegen wirkte

[1]) Wenn in den Alpen jemals wirkliche Breitenerosion im Sinne der Bildung „reifer“ Täler stattfand, so muss an eine einst viel höhere Erosionsbasis gedacht werden. Die große Breite des oberen Talhohlraumes rührt vielleicht nicht von einem einzigen Tale her, sondern von der Einbeziehung seitlicher Täler durch Ablenkungen.

die Glazialerosion weniger stark; sie blieben in der Vertiefung zurück und münden deshalb heute stufenförmig ins Haupttal.

Die berühmt gewordene und bestechende Lehre von der Übertiefung durch glaziale Erosion wird von Penck auch im Rheintal durch Beobachtungen und Beispiele zu stützen gesucht; doch gerade hier zeigt es sich klar, daß die eiszeitlichen Gletscher überhaupt nicht talbildend gewirkt haben und daß die Übertiefungslehre nur in beschränktem Maße und in wesentlich modifiziertem Sinne sich halten läßt.[1]) Eine Prüfung der vorgebrachten Argumente im Vergleich mit den Tatsachen ergibt, daß Übertiefung in einem gewissen Betrage stattgefunden hat, jedoch nicht durch Glazialerosion, sondern durch neubelebte Tiefenerosion der Flüsse.

Ein Hauptelement in der Penckschen Lehre von der Übertiefung durch glaziale Erosion bildet die präglaziale Molasse-Rumpfebene. Man muß sich erinnern, wo die Lehre von der Übertiefung durch Glazialerosion entstanden ist. Ihre Wiege stand im Vorlande der Alpen und zwar im Rhein-, Iller- und Lechgebiet, und es scheint, daß erkenntnistheoretische Gründe in der Erosionsfrage maßgebender waren, als Erfahrungstatsachen. Penck suchte nach einer befriedigenden Erklärung für den mehrmaligen Wechsel zwischen Akkumulation und Erosion im Gebiete der fluvioglazialen Vorlandschotter. Die grundlegenden Bemerkungen finden sich auf Seite 121/122 des oben genannten großen Werkes (D. A. i. E.) und lauten: „Denselben Effekt wie die Erhöhung eines Gürtels nördlich der Alpen hat bei genügendem Gefälle der Flüsse auch die Erniedrigung des innerhalb des angenommenen Gürtels gelegenen

[1]) Von der noch im Jahrbuch 1905 mit Überzeugung vertretenen Lehre von der Gletschererosion ist der Schreiber dieser Zeilen gänzlich abgekommen, nicht aus theoretischen Erwägungen, sondern auf Exkursionen, die eigentlich zu dem Zwecke unternommen, weitere Gründe für die Talbildung durch Gletscher aufzufinden. Zu stark und zwingend erwies sich dabei die gegenteilige Macht der Tatsachen.

Gebietes. Ob wir uns eine Zone erhöht, oder eine unmittelbar oberhalb von ihr gelegene erniedrigt denken, in beiden Fällen wird sich die Talbildung im Bereiche der ersteren Zone beleben; denn diese bildet gleichsam einen Riegel, den die Flüsse zerschneiden müssen, um ihr Gefälle zu bewahren. Dabei kann jene Erniedrigung wieder durch endogene oder exogene Vorgänge bedingt sein. Sie kann verursacht sein durch eine Senkung oder durch eine Erosion eines anderen Mediums als das rinnende Wasser . . . . Untersuchen wir nun, welche von diesen Möglichkeiten uns die Umwandlung der präglazialen Konfiguration in die heutige erklärt, so finden wir, daß dies ungezwungen nur durch die Hypothese einer starken Erosion in den Haupttälern der Alpen bis an die Grenzen des Moränengebietes geschieht; denn sie allein erklärt uns die Vergrößerung der relativen Höhen und Vertiefung der Täler, auf die wir im Gebirge seit Beginn des Eiszeitalters schließen müssen."

Man beachte im ersten Satze die sehr richtige Einschränkung „bei genügendem Gefälle der Flüsse". Ohne diese Bedingung wird bei Erniedrigung der oberhalb gelegenen Zone, wie sie im zweiten Satz angedeutet ist, unterhalb keine Tiefenerosion mehr einsetzen können. Nun hat Penck selbst die sehr notwendige Einschränkung aufgehoben, indem er behauptet, über die präglaziale Rumpfebene seien die Flüsse wirkungslos hinweggeflossen (D. A. i. E., Seite 124). Dadurch verliert die ganze Beweisführung, die für die Übertiefungslehre grundlegend sein sollte, ihren Wert; denn die angebliche Wirkungslosigkeit der präglazialen Flüsse auf dem Alpenvorlande ließe sich nur bei ungenügendem Gefälle erklären.

An anderer Stelle (D. A. i. E., S. 144), bei Besprechung der steilen Wände an der Seite des Inntales, sieht Penck neue Beweise für die Übertiefung durch glaziale Erosion. „Gerade aber solche steile Abfälle streben nur selten unmittelbar neben der Sohle breiter Täler an, die vom rinnen-

den Wasser ausgefurcht sind. Sie beschränken sich auf Prallstellen der Flüsse. Aber hier sind sie von denselben unabhängig und finden keinen Platz in der Entwicklungsreihe fluviatiler Erosionstäler, die W. M. Davis aufgestellt hat. In seinem geographischen Zyklus ist die Breitsohligkeit der Täler ein Kennzeichen ihrer Reife, die Steilwandigkeit ihrer unteren Gehängepartien ein Merkmal ihrer Jugendlichkeit: Es vereinigt der Anfang vom Mündungstrichter des Inntales in sich die charakteristischen Formen verschiedener Entwicklungsphasen des fluviatilen Erosionstales. Er hat einen trogförmigen Querschnitt."

Das gleichzeitige Auftreten von Merkmalen der Reife (große Breite des Tales) und der Jugendlichkeit (steile Hänge) soll nach Penck beweisen, daß das Tal nicht durch Flußerosion geschaffen sein könne, sondern auf Eiswirkung zurückzuführen sei. Der Beweis ist aber damit keineswegs erbracht. Wenn wir in der Natur Täler finden, die nicht in das System von W. M. Davis passen, so muß nicht die Natur korrigiert, sondern das System erweitert werden im Hinblick auf solche Täler, welche, obwohl breit, dennoch jugendlichen Charakters sind, weil die Tiefenerosion neu eingesetzt hat oder weil sie eben erst aus der seitlichen Vereinigung jugendlicher Paralleltäler hervorgegangen sind.

Als weiteren Beweis für die präglaziale Rumpfebene, aus welcher durch eine gewaltige Erosionsarbeit des Gletschereises Rheintal und Bodenseebecken herausmodelliert wären, führt Penck den sogenannten Appenzeller Sporn an, d. h. den gegen das Rheintal vorspringenden Teil des Kantons Appenzell. Er sieht hier „eine der auffälligsten Abebnungsflächen, die wir uns vorstellen können" und „ein schönes Beispiel für eine wieder in Zertalung begriffene Rumpfebene". Sie sollte sich nach Penck um 900 bis 1000 m Höhe bewegen. Aber der Kayen (1125 m) und namentlich der lange Höhenzug von St. Anton (1125 und 1145 m) überragen das postulierte Niveau ganz erheblich und schließen für diese Gegend den Gedanken

an eine einstige Rumpfebene entweder aus oder zwingen znr Annahme einer die Penckschen Zahlen bedeutend überragenden Höhe.

Vollständig verfehlt ist es sodann, wenn Penck die Verhältnisse an der Bregenzer und Dornbirer Ache als Beweis für die Trognatur des Rheintales anführt. Nach der Penckschen Theorie müßten die Nebentäler, weil bei weniger mächtiger Eisbedeckung in der Vertiefung zurückgeblieben, stufenförmig in das Haupttal münden, das als glazial übertiefter Trog aufgefaßt wird, wie aus folgenden Stellen ersichtlich ist (D. A. i. E.):

„Das Rheintal ist in geradezu musterhafter Weise übertieft.“ (S. 428.) Und S. 429: „Dieser großartige Trichter (des Rheintales) ist auf seiner ganzen Erstreckung übertieft. Er ist trogähnlich in seine Umgebung eingeschnitten usw.“

Prüfen wir diese Behauptungen an einzelnen Beispielen. Von der Bregenzer Ache sagt Penck: „In ihrem Tal ist keine Straße entlang geführt worden; die Wege in den Vorderen Bregenzer Wald steigen rasch auf 700 m, entweder an den Flanken ihres Einschnittes oder in einem Taltorso.“[1]) Damit will Penck den Beweis erbringen, daß das Tal der Bregenzer Ache nicht gleichsohlig münde; indirekt wird also eine Stufenmündung behauptet auf Grund des nicht zu bestreitenden Vorhandenseins einer engen Schlucht.

Man kann die Verhältnisse aber auch anders auslegen. Gewiß, ins Tal der Bregenzer Ache ist keine Straße geführt worden; dafür aber fährt die Bahn direkt dem Fluß entlang, der das ausgeglichenste, idealste Gefälle besitzt, das man

[1]) Ähnlich spricht sich Penck an anderer Stelle aus (Der Bodensee, Vortrag 1901, S. 141): „In engen Klammen stürzen sich die Gewässer der Vorarlberger Alpen zum Rhein herab; der Talgrund der Bregenzer Ache liegt im vorderen Bregenzerwalde gute 300 m über dem Boden des benachbarten Rheintales, und in wegloser Schlucht muß der Fluß diesen Höhenunterschied durchmessen.“ Wie unzutreffend, ja geradezu unbegreiflich diese Behauptung ist, zeigt nicht nur der Augenschein, sondern schon ein Blick auf die Karte.

sich denken kann; von irgend einer Stufe keine Rede und nirgends ist für die Bahn ein Ausweichen oder eine Umgehung nötig. Wenn keine Straße dem Fluß entlang gebaut wurde, so rührt dies einzig von den sehr hohen Kosten her, die der unbedingt nötige Damm erfordert hätte. Kosten, die sich wohl für die Bahn, aber nicht für eine Straße rechtfertigen ließen. Die Bregenzer Ache ist bekanntlich ein sehr stattliches, bei Hochwasser gefürchtetes Gewässer.

Bedenken wir endlich noch, daß viele km flußaufwärts, bei der Einmündung der Weißach, das Flußbett immer noch nur 454 m hoch liegt, so erkennen wir, daß von einer Stufenmündung gegen das Rheintal hin keine Rede sein kann. Selbst bei Egg liegt das Flußbett in nur 536 m Höhe und sogar bei Bezau befinden wir uns in nur 651 m Höhe. Und ein Nebenfluß der Bregenzer Ache, die Rothach, die weit aus bayrischem Gebiet herkommt, fließt bei Weiler in wenig über 600 m Höhe. Die Bregenzer Ache mündet, wie dies übrigens bei einem Flusse von dieser Größe zu erwarten, gleichsohlig ins Rheintal, und schwerlich wird jemand behaupten wollen, die Gleichsohligkeit sei erst postglazial entstanden.

Ferner sagt Penck (S. 429): „In enger Klamm, dem Rappenloch, mündet ferner die Dornbirer Ache, ebenso weiter südlich der Frutzbach des in 800 m Höhe mündenden Laternser Tales. Selbst das Tal der Ill, des mächtigsten der rechtsrheinischen Nebenflüsse, mündet nicht gleichsohlig. In enger Klamm tritt die Ill in die breite, ebene Talsohle des Rheines. Zuvor hat sie jedoch selbst das breite Talbecken des Wallgau durchmessen, das in ähnlicher Weise übertieft ist, wie das Rheintal; alle seine Zuflüsse steigen in engen Klammen zu ihm herab, alle Seitentäler haben in 1000 m Höhe ausgesprochene Stufenmündungen, wenn sie auch, wie das Walser Tal, aus denselben weichen Flyschschichten kommen, in die unser Talbecken eingeschnitten ist.“

Auch diese Behauptungen sind nicht zutreffend. Das Rappenloch, bezw. die Rappenlochschlucht ist durchaus nicht

die Mündung der Dornbirer Ache ins Rheintal, sondern liegt schon beträchtlich hinter der Mündung, welche zwischen Gütle und Dornbirn zu suchen ist. Hier finden wir durchaus keine Stufe, sondern die schönste Gleichsohligkeit im Bereiche der weichen Flyschschichten; bei Dornbirn selbst ist die Mündung „ertränkt". — Die Rappenlochschlucht hat nichts mit der Penckschen Übertiefung zu tun; sie ist bedingt durch das außerordentlich widerstandsfähige Gestein (hauptsächlich Schrattenkalk) der nördlichsten, ostnordöstlich streichenden Kreidefalten. Die ganze Gegend trägt deutlich den Charakter der durch Flußerosion geschaffenen Landschaft: Enge Schluchten im Kreidekalk, Weitungen mit wenig Gefäll im weichen Schiefer; nochmaliger Wechsel mit steilen, von Wasserfällen geschmückten Kreidewänden. Dazu treffen wir hinter der Schlucht nicht etwa ein einheitliches Trogtal, wie man nach der Penckschen Theorie erwarten sollte, sondern mehrere Paralleltäler, deren Bedeutung für die Lehre von der fluviatilen Talbildung an anderer Stelle erwähnt wurde.

Vom Laternser Tal ist zu sagen, daß der Bach gleichsohlig mündet und keine Stufe aufweist. Das Gefälle ist so ausgeglichen, daß man neben dem Frutzbach ganz gut eine Straße anlegen könnte, sofern man sie durch einen Damm gegen den Fluß schützen würde. Daß das Tal hier eng, schluchtartig ist, muß durchaus auf den harten Kreidekalk zurückgeführt werden.

Aus dem gleichen Grunde fließt die Ill hinter Feldkirch in enger Schlucht, entsprechend den Gesetzen der Flußerosion. Auch das weite Becken Walgau trägt durchaus die Züge der Flußerosion und entspricht nicht im entferntesten der Bezeichnung „Trog", denn mehrere weit vorspringende Rücken und damit abwechselnde Nischen gliedern es in augenfälliger Weise. Auch die größern Seitentäler münden keineswegs stufenförmig, sondern sind im Gegenteil sehr tief eingeschnitten. Die seitlichen Hänge des Walgau sind, je nach dem Gestein, bald sanftgeneigt, bald steil. Zwischen Alvierbach und Gam-

perdontal gewahrt man einen prächtigen Inselberg, der ein altes Paralleltal abtrennt. Alle diese Beobachtungen sprechen gegen die Entstehung des Tales durch glaziale Erosion.

Die angeführten Beispiele, ganz besonders der Appenzeller Sporn und die der Penckschen Darstellung absolut nicht entsprechenden Verhältnisse an den Mündungen der Bregenzer und Dornbirer Ache beweisen zur Genüge, daß der hohe präglaziale Talboden und der angeblich aus ihm durch Gletschererosion herausmodellierte Taltrog auf Grund von vollständig unzutreffenden, durch Augenschein und durch die Karte leicht zu widerlegenden Behauptungen postuliert wurden. Die gedachte Molasse-Rumpfebene [1]) erstreckte sich nur auf den nördlichen Teil des Vorlandes. Dagegen war der südliche Teil der Bodenseegegend schon bei Beginn der Eiszeit mehrere hundert Meter tief durchtalt.

Von den linksseitigen Nebentälern des st. gallischen Rheintales sagt Penck (S. 429): „Die der linken Seite sind aller-

[1]) Gegen die präglaziale Rumpfebene in der von Penck angenommenen Höhe und Ausdehnung erhebt sich noch ein anderes, bisher nirgends gewürdigtes fundamentales Bedenken. Die Annahme, daß ihre Deckenschotterreste älter seien, als die ganze Tal- und Seebildung des Alpenvorlandes, widerspricht allen Gesetzen der Erosion. Nur für den nördlichen Teil darf man aus den vereinzelten Kuppen, welche Deckenschotter tragen, eine zusammenhängende Ebene konstruieren. — Im Verlaufe der Talbildung werden nicht nur die Talsohlen tiefer gelegt, sondern auch die wasserscheidenden Bergkämme durch rückwärtsgreifende Erosion der Seitenbäche beträchtlich abgetragen, und dies um so stärker, je größer das Gefälle ist. Glaubt man wirklich, der Deckenschotter auf Hohentannen und Steinegg bei Engelburg, auf Heiligenberg bei Salem und auf dem Schienerberg am Untersee hätte die Bildung des ganzen Bodenseebeckens und der zugehörigen Täler überdauert? Der Deckenschotter ist jünger als die bei seiner Ablagerung schon in ansehnlichem Betrage vorhandene Durchtalung des südlichen, subalpinen Molasselandes Appenzell-Bregenz. Die Deckenschotter tragenden Kuppen zu beiden Seiten des Überlingersees lassen sich in Verbindung bringen mit 700 m kaum übersteigenden Terrassen, Spornen und Inselbergen im st. gallisch-vorarlbergischen Rheintal.

dings unbedeutend. Sie haben oben in der Regel sanfteres Gefälle als unten. Im Norden zeigen sie bei 700 m, im Süden bei 800 m einen vielfach recht deutlichen Gefällsbruch."

In dieser Fassung ist die Behauptung nicht zu halten. Ebenso oft als schwächeres Gefälle oben, stärkeres unten, trifft der umgekehrte Fall zu. Bei der Simmi z. B. kann die Pencksche Behauptung gelten, der Donnerbach bei Altstätten dagegen zeigt das schwächere Gefälle unten. Eine allgemein gültige Regel läßt sich hier überhaupt nicht aufstellen. Und selbst da, wo Pencks Behauptung eines Gefällbruches zutrifft, vermissen wir durchaus eine typische Stufenmündung. Und selbst wenn die Pencksche Regel zutreffen würde, so könnte dieser Gefällsbruch in 700 bis 800 m Höhe nicht ohne weiteres als Beweis für die Übertiefungslehre dienen, sondern würde vielmehr darauf hinweisen, daß der präglaziale Talboden bedeutend tiefer lag, als Penck annimmt, und keineswegs über den Appenzeller Sporn hinwegging.

Von den weiter aufwärts folgenden Tälern sagt Penck (S. 430): „Nur eine Strecke weit sehen wir unfern Sargans eine ausgezeichnete Felsterrasse am linken Gehänge unseres Tales, sie zieht sich in 900 bis 1100 m Höhe zum Walensee hin; auf ihr mündet das Weißtannental bei Mels und das Taminatal bei Ragaz; beide Täler haben ausgesprochene Stufenmündungen, in welche ihre Flüsse enge Klammen eingedrechselt haben. Dagegen ist die Mündung des Landquarttales ähnlich verriegelt, wie die des Illtales; nachdem es sich zum übertieften Becken von Schiers und Grüsch ausgeweitet, schnürt es sich dicht am Rhein wieder ein; durch die enge „Clus" tritt die Landquart in die breite Talsohle des Rheins. Die Plessur mündet bei Chur wieder stufenförmig; hat sie zwar auch in ihre Mündungsstufe bereits ein ansehnliches Tal eingeschnitten, so müssen doch die Landstraßen ins Schanfigg und auf die Lenzerheide in vielen Windungen an dessen Gehänge emporsteigen, um in etwa 1000 m Höhe das Niveau des hohen Talbodens zu erreichen."

Ferner S. 431: „Eigenartig ist die Wiederholung von Riegelmündungen am Ill-, Landquart- und Hinterrheintal. Die des Illtales ist unschwer zu verstehen; hier legt sich eine feste Kalkrippe vor ein im Flysche verlaufendes Tal; aber die von Landquart und Hinterrhein erstrecken sich ebenso wie die weiter oberhalb gelegenen Talpartien im Bereiche der Bündner Schiefer, die allerdings bald als sehr weiche Tonschiefer, bald als harte Sandsteine und kompakte Kalksteine entwickelt sind. Auch die Ursache der Beckenbildung am Hinterrhein ist nicht überall klar; erscheint das Ende der Weitung von Tiefenkastel durch die dortige Gletschergabelung bedingt, so ist schwer zu verstehen, warum das von Schams durch die Enge der Via mala abgeschlossen wird."

Beim Taminatal und Weißtannental scheint Penck auf den ersten Blick recht zu haben; wir möchten anfänglich wohl an Stufenmündungen glauben. Fragwürdiger wird die Sache schon, wenn wir bedenken, daß im Taminatal neben der neuen epigenetischen Schlucht noch eine ältere Flußrinne sich nachweisen läßt. Von Pfäfers-Bad und Valens an aufwärts ist das alte (interglaziale oder gar präglaziale) Flußbett mit mächtigen Massen von Moräne, fluvioglazialem Geröll und Bachschutt zugefüllt; wie in manchem andern Alpental hat der Fluß die vom Ende der Eiszeit datierenden mächtigen Auffüllungsmassen noch nicht wegzuschaffen vermocht; die Tamina hat oberhalb Valens ihre frühere Talsohle noch nicht erreicht. In der Gegend von Valens verfehlte sie ihr altes Bett; sie geriet zu weit nach Osten und schuf sich einen neuen Lauf, eben die allbekannte berühmte Schlucht mit der warmen Quelle. Das alte, westlich davon liegende, mit Moräne erfüllte Bett trifft mit dem neuen erst unterhalb des Bades wieder zusammen, dort, wo die Straße eine deutliche Biegung nach Westen macht; hier läßt sich auch an einem horizontal abgeebneten Felsvorsprung vielleicht noch die Höhe des alten Flußbettes konstatieren. Jedenfalls müssen wir tal-

abwärts der postglazialen Erosion einen gewissen Betrag einräumen, der jedoch nicht so hoch ist, sehr wahrscheinlich unter 100 m bleibt und also nur auf eine Stufe von sehr bescheidener Höhe schließen läßt. Eine solche Stufe auf den Penckschen hohen präglazialen Talboden zu beziehen, hat so wenig Sinn, wie ein Zusammenreimen der Höhenlage von Vättis (951) mit der nach Penck in 900—1100 m verlaufenden Felsterrasse.

Im Prätigau nennt Penck das Becken von Schiers und Grüsch übertieft. Aber die Seitenbäche münden keineswegs stufenförmig, sondern gleichsohlig, und das Becken hat nichts mit glazialer Übertiefung zu tun, sondern läßt sich durch fluviatile Erosion (Einmündung großer Seitentäler) ganz befriedigend erklären. Die enge Clus oder die Riegelmündung der Landquart ist aus zwei Gründen leicht zu begreifen. Einmal finden wir hier ein ungemein hartes Gestein, das man wohl am besten als Kieselkalkschiefer bezeichnen kann. Der hier angelegte Steinbruch liefert ein bei weitem festeres und geschätzteres Material, als die Brüche bei Grüsch und Schiers. Auch die gewaltige überhängende Wand, einer der größten mir überhaupt bekannten Überhänge, unter welchem die Ruinen der Burg Ferporta liegen, legt Zeugnis ab von außerordentlicher Härte des Gesteins. Und da zudem an solchen Stellen, wo sich von beiden Seiten her die Berggräte dem Haupttale nähern, die Unterstützung durch die Tätigkeit größerer Seitengewässer fehlt, so hat hier der Hauptfluß eine schwere Arbeit allein zu leisten und die Breitenerosion bleibt zurück.

Auch der Riegel von Rothenbrunnen am Hinterrhein erklärt sich dadurch, daß sich hier zwei sekundäre Wasserscheiden von beiden Seiten her dem Haupttale nähern und so dem Flusse eine Maximalarbeit zumuten, der er nicht völlig gewachsen ist. Ähnlich ist die Viamala zu erklären. Solche Engen, Schluchten können nur da entstehen, wo keine größeren Seitentobel einmünden. Das soll nun nicht heißen: „Hier ist ein Riegel, weil ein Riegel da ist.“ An der Entstehung

des Talhohlraumes arbeiten eben Hauptfluß und Seitenbäche gemeinsam; tritt die Tätigkeit der letzteren zurück, so macht sich dies sofort durch Verschmälerung des Haupttales fühlbar. Schams ist noch angefüllt mit riesigen Massen von fluvioglazialen Schottern, Moränen und Bachschuttkegeln, während die einst ebenfalls moränenerfüllte Viamala durch die nacheiszeitliche Tiefenerosion schon fast ausgeräumt ist. Der Talweite von Schams entspricht auch ein starkes Zurücktreten der beidseitigen Wasserscheiden oder die Existenz bedeutender Seitentälchen. Auch im Schams hat übrigens die Tiefenerosion wieder eingesetzt, wie die großen abgestorbenen (d. h. entzweigeschnittenen, sich nicht mehr erhöhenden, daher der Besiedelung günstigen) Schuttkegel beweisen, und wenn einmal die gewaltigen Schuttmassen ausgeräumt sein werden, so wird sich auch im Schams nicht ein sehr breiter Felstalboden zeigen; es wird eher ein V-Profil zum Vorschein kommen und nicht ein Gletschertrogprofil von U-Form.

Aber die Riegel sagen uns noch mehr. Man mag das merkwürdige, oben breit ausladende Profil der engen Clus (Eingang ins Prätigau) mit dem schluchtartigen, jedenfalls noch tief unter das heutige Flußbett reichenden Einschnitt von Osten oder von Westen betrachten, stets wird man zu der Überzeugung gelangen, daß hier nach einer langen Periode verhältnismäßiger ruhiger Talbildung erneute Tiefenerosion fast plötzlich mit Macht einsetzte. Viamala, Schyn und viele andere schluchtartige Talausgänge rufen ähnlichen Erwägungen. Als Grund der Neubelebung der Tiefenerosion muß man wohl eine beträchtliche Tieferlegung der Erosionsbasis durch Senkungen im Rheintalgraben nördlich von Basel annehmen.[1]) Wir müssen diese Phase der Tiefenerosion identifizieren mit der großen Durchtalung des Molasselandes in der Mindel-Riß-Interglazialzeit; der tektonische Vorgang im Rheintalgraben zwischen Schwarzwald und Vogesen kann immerhin

[1]) Vergl. Alb. Heim, Der Uto, Jahrbuch 49 des S.A.C., 1913, Seite 202.

etwas früher stattgefunden haben, weil es geraume Zeit dauerte, bis die Rückwirkung in den Alpentälern sich geltend machte.

In einen breiten präglazialen oder mindestens frühglazialen Talboden wurde durch Flußerosion ein tiefes engeres Tal eingesägt. Vom alten Talboden aber blieben da und dort Reste in Gestalt von Terrassen, Riegeln, Rippen, Spornen und Inselbergen erhalten, die auf eine weit geringere Höhe des präglazialen Tales hindeuten, als sie von Penck angenommen wird.

Die höchst interessanten Inselberge der Gegend Oberriet-Götzis müssen in jedem Falle als Zeugen neubelebter Tiefenerosion betrachtet werden. Sie sind ferner Kronzeugen gegen die Glazialerosion. Man kann sie als Beweis für die Entstehung des Rheintales aus mehreren Paralleltälern ansprechen, ebenso gut auch als Reste des alten höheren Talbodens, und der letztgenannten Auffassung dürften wir nun doch den Vorzug geben. Wir können Oberberg (568 m) und Kummenberg (668 m) in Verbindung bringen mit der Terrasse Meldegg-Walzenhausen und mit den von Deckenschotter gekrönten Kuppen zu beiden Seiten des Überlingersees, talaufwärts aber mit dem Schellenberg (639 m, zwischen Feldkirch und Salez), mit den Kreidespornen im Werdenbergischen, mit dem obern Schluchtrand der Clus und mit alten Felsterrassen im Prätigau und andern bündnerischen Rheintälern. Wir rekonstruieren so die breite Sohle des alten Rheintales, dessen Teilstück vom Schellenberg bis zu den Felssohlen des Deckenschotters am Überlingersee kein Gefälle aufweist und daher für die beträchtliche Rücksenkung spricht, auf welche Heim die Entstehung der alpinen Randseen zurückführt; die auffallend geringe Steigung talaufwärts, z. B. bis zu den nur zirka 730—800 m hohen Felsterrassen im Vorderprätigau und zu den Hügeln und Terrassen im Domleschg deutet ebenfalls auf stattgehabte Rücksenkung.

Es muß nun allerdings betont werden, daß die alten Talbodenreste sich nicht zwanglos in einen einzigen alten Talboden einfügen lassen. Vielleicht wird es möglich sein,

sie in zwei verschiedene Niveaus von nicht sehr bedeutendem Höhenunterschied (kaum 100 m) einzureihen, die möglicherweise der Basis für älteren und jüngeren Deckenschotter im Vorlande entsprechen. Die noch höheren, älteren Talbodensysteme im Alpeninnern (z. B. auf dem Landquartberg südlich von Schiers im Prätigau) bleiben hier außer Betracht.

Den Gegensatz zwischen dem alten präglazialen Tal und den heutigen jugendlichen Formen würdigend, kann man also wohl in gewissem Sinne von einer „Übertiefung" sprechen, aber gerade der „übertiefte" Teil zeigt besonders ausgeprägt die Züge der Flußerosion. Nie und nimmer können wir im Rheintal einen Glazialtrog erblicken; überhaupt muß protestiert werden gegen die Gewohnheit der Glazialerosionisten, Täler mit reichem Wechsel von Weitungen und Engen, Rippen, Vorsprüngen und Nischen, Spornen und Inselbergen, mit Abhängen von verschiedenster, dem Gesteinscharakter entsprechender Neigung, mit einem Worte Täler, die durchaus die Züge der Flußerosion an sich tragen, als durch Glazialerosion übertiefte Tröge hinzustellen und seitliche Stufenmündungen auch da zu konstruieren, wo sie in Wirklichkeit gar nicht vorhanden sind. Ein Trog ist doch wohl eine wenig gegliederte Hohlform von einheitlichem Charakter; wären aber Talboden und Bergseiten geradezu mit Aiguilles gespickt, so brächten es die Anhänger der Gletschererosion dennoch fertig, alle Vorsprünge in das Prokrustesbett des glazialen Übertiefungstroges zu zwängen. Auch das Rheintal ist kein Trog; es herrscht vielmehr reicher Wechsel der verschiedensten Landschaftsformen.

Einen Sporn oder eine Rippe finden wir schon am See bei Speck; es ist ein nur bei niedrigem Wasserstande hervortretendes, aber dann sehr deutlich sich abhebendes Riff von versteinerungsreichem Sandstein der obersten Meeresmolasse (entsprechend Hagenbuch etc. bei St. Gallen). Mächtiger schon macht sich der Hügelzug geltend, der unter dem Namen „die Seelaffen" weit ins Bauriet vordringt und den

bekannten, vielfach ausgebeuteten und verwendeten miocänen Muschelsandstein birgt, der als widerstandsfähige Schicht überhaupt das Vorhandensein dieses Zuges bedingt. Noch höher und länger springt der unter dem Namen „Steinerner Tisch“ bekannte und vielbesuchte Rücken vor; er enthält als nur noch wenig mächtiges Geröllband die Fortsetzung jener im Goldachtobel 30 m mächtigen Nagelfluhbank, die ungefähr die Grenze zwischen unterer Süßwassermolasse und helvetischer Meeresmolasse bildet. Es folgt die einspringende Nische von Thal. Besonders in die Augen fallen jedoch die Sporne von St. Margrethen und Balgach mit der dazwischen liegenden Mulde von Berneck [1]). Der Sporn bei St. Margrethen-Au, der allbekannte Monstein, verdankt seine Existenz einer deutlich ausgeprägten Sandsteinzone, die sich von hier bis an den Zürichsee verfolgen läßt; in unserer Gegend zieht sie an der Goldach bei Oberach und Kastenloch durch. Der Sporn bei Balgach dagegen ist die Fortsetzung der Nagelfluhzone des Gäbris und wir dürften billig die Frage aufwerfen, warum dieser Sporn mit den sehr widerstandsfähigen Nagelfluhbänken weniger weit vorragt, als der Monstein mit seinem nicht übermäßig harten St. Margrethersandstein, dem allerdings auch noch härtere Kalksandsteinbänke zugesellt sind. Der Grund liegt wohl darin, daß zwischen den einzelnen Nagelfluhbänken ziemlich mächtige, leicht erodierbare Mergel- und Sandsteinbänke auftreten, deren Entfernung jeweilen die härteren Bänke der Stütze beraubten und so zu Fall brachte. Wäre der Rhein ein weniger starkes Gewässer, so hätten wir hier wohl Gelegenheit, Inselberge aus Molasse zu bewundern, wie die Buchberge im Linthgebiet oder die Nagelfluhrippen im Illergebiet von Immenstadt bis Rettenberg.

Wir kommen zur weiten Nische von Altstätten bis Kobelwies. Sie verdankt ihre Entstehung den wenig widerstands-

[1]) Die Mulden von Hinter-Buchberg, Thal und Berneck gehören überhaupt nicht dem Haupttale an, sondern sind die unter Schutt begrabenen gleichsohligen Mündungen kleinerer Seitentäler.

Kummenberg (669 m) im Rheintal, gesehen vom Montlingerberg. Phot. E. Bächler

fähigen Gesteinen der unteren Süßwassermolasse (Mergel) und des Eocäns (Schiefer des Fähnerengebietes).

Verglichen mit diesen weichen Gesteinen sind die Kreidekalke ungemein widerstandsfähig, besonders der Schrattenkalk. So treten wir denn da, wo die Hohenkastenfalte über den Rhein setzt, in das merkwürdige Gebiet der Inselberge ein. Was uns bei den Spornen von Balgach und St. Margrethen sich nicht mehr zeigte, nämlich eine Fortsetzung mitten in der Rheinebene, das präsentiert sich uns hier in schönster Weise. Des vielsagenden Kummenberges, dieses gewichtigsten Zeugen gegen die Glazialerosion, ist hier zu gedenken; hieher gehören auch Montlinger Bergli und Oberberg.

Die interessante Schlucht des Hirschensprunges mit den prächtigen Erosionskesseln wird von den Glazialgeologen meist für eine eiszeitliche Schmelzrinne gehalten. Man kann sie aber auch als Zeuge dafür betrachten, daß in der Mindel-Riß-Interglazialzeit das präglaziale breite Rheintal durch frischbelebte Tiefenerosion neue Durchtalung erfuhr, der die Rücksenkung nachfolgte. Ähnliche Rinnen treffen wir auch auf der Österreicher Seite.

Auch die Hügel in der Gegend von Rüti bis Sennwald dokumentieren die Widerstandsfähigkeit der Kreidegesteine. Wir nähern uns jetzt dem Schiefergebiet der Eocänmulde Gams-Grabserberg-Toggenburg. Entsprechend dem leicht zerstörbaren Gestein findet sich hier wieder eine mächtige Nische.

Vom Städtchen Werdenberg an treten dagegen wieder Kreidesporne gegen das Tal vor und wechseln ab mit Nischen. So gestaltet sich die Gegend von Buchs über Sevelen, wo die isolierten Eocänhügel uns auffallen, bis ins Wartauische mit den malerischen, von der Ruine Wartau eindrucksvoll überragten Kreiderücken Major, Minor und Lone und dem Rücken von Fontnas höchst interessant. Bei Azmoos betreten wir das Gebiet der weichen, leicht zerstörbaren Balfriesschiefer (oberer Jura), die morphologisch den jüngeren eocänen Schiefern durchaus entsprechen; daher finden wir hier die weit zurück-

greifende Nische von Azmoos. Der Schollberg mit seinem härteren Gestein tritt sodann auffallend gegen den Rhein vor.

Von Buchs bis nach Gretschins-Fontnas und Oberschan-Malans-Azmoos treffen wir etwas höher am Bergabhang weltverlorene idyllische Tälchen, welche die Wanderung hier so reizvoll gestalten. Es mögen hier nur Valgupp und das Tälchen hinter dem Gretschinserholz genannt sein. Diese reizenden Tälchen sind Reste von abgelenkten Paralleltälern des Rheines. Sie sind zu groß, zu breitsohlig und haben zu geringes Gefälle, als daß es sich nur um Verzweigungen der von der Alviergruppe dem Rheine zuströmenden Bäche handeln könnte. Eine ähnliche Rolle möchte man auch den noch höher liegenden Paralleltälchen hinter dem langen Strich und hinter Munterdun zuweisen. Besonders ausgeprägt ist das letztgenannte, Val veror.

Wie beim Hirschensprung, fragen wir uns auch im Werdenbergischen nach der Bedeutung der Furchen oder kleinen Tälchen, bezw. Hohlwege zwischen den gegen die Rheinebene vorspringenden Hügeln. Als Beispiel möge der Hohlweg zwischen Major und Minor genannt sein. Wir erblicken hier nicht glaziale Schmelzwasserrinnen, sondern Erosionstälchen, die schon vor der letzten Eiszeit vorhanden waren. Gegen die Entstehung durch Schmelzwasser des sich zurückziehenden Gletschers sprechen die Gletscherschliffe und Schrammen, die man gerade zwischen Major und Minor trifft; man findet solche auch in der Nähe von St. Ulrich bei Sevelen und am nördlichen Ausgange des Valgupp gegen Flat hin. Es sind seit dem Rückzug des Gletschers diese Rinnen nicht mehr vom Wasser benützt worden; ansonst uns die Kritze und Schrammen unmöglich hätten erhalten bleiben können.

Die südlich vorspringende Hügelreihe Minor-Major-Lone mit der tief zurückgreifenden Nische von Weite und der langgestreckte Rücken von Fontnas sprechen eindringlich gegen die glaziale Erosion. Wie hätten diese Hügel stehen bleiben können, wenn der Gletscher wirklich fähig wäre, Täler zu

schaffen? In ähnlicher Weise sind als Zeugen gegen die Gletschererosion zu deuten der Schloßhügel von Guttenberg bei Balzers, der Fläscherberg (der ein altes Paralleltal abtrennt), die Hügel von Wartenstein und Pfäfers und der Freudenberg bei Ragaz. Der letztgenannte ist nicht etwa nachträglich durch glaziale Schmelzwasser abgetrennt worden; wir treffen im Gegenteil im Tälchen zwischen ihm und dem Berghang noch Moränenreste.

Begeben wir uns endlich noch auf den Schneggen bei Buchs, jenen bekannten und vielbesuchten Ausflugspunkt, der auf fast abgeschnürtem Vorsprung liegt, und richten den Blick talabwärts, so werden wir gestehen, daß selbst die blühendste Phantasie von hier aus im Rheintal keinen Trog erkennen kann. Das Tal erscheint uns im Gegenteil geradezu erfüllt von inselartig emporragenden Hügeln und Bergen: Oberberg, Kummenberg, die Hügel bei Rüti, der nähere Schellenberg und die reizvolle Gegend unter Feldkirch machen uns den Eindruck: das Rheintal ist nicht durch den erodierenden Gletscher geschaffen worden, sondern durch Flußerosion; man kann auch an die Vereinigung mehrerer früher getrennt gewesener Täler denken.[1]) So fassen wir denn auch den Bodensee als ertrunkenes Flußtal auf, das durch einen tektonischen Vorgang zum See gestaut wurde, wobei wir es dahingestellt lassen sein müssen, ob die Stauung durch eine Hebung des äußersten Vorlandes oder durch ein Rücksinken des Alpenkörpers oder durch eine Vereinigung beider

[1]) Um falschen Auffassungen vorzubeugen, ist hier die Bemerkung nötig, daß man sich nicht etwa Paralleltäler vorstellen darf, die sich auf der ganzen Länge des heutigen Rheintales ununterbrochen neben einander erstreckt hätten. Links und rechts mochten kürzere und längere Paralleltäler sich ablösen und sukzessive dem Haupttale angegliedert werden. Als Beispiel diene das Saminatal östlich von Vaduz, dessen Angliederung an das Rheintal erst noch bevorsteht und durch die Erniedrigung des durch seinen Tunnel bekannten Überganges nach Sücca vorbereitet wird.

Vorgänge bewirkt wurde. Daß die Anhänger der Flußerosion einen tektonischen Vorgang zur Erklärung der Seebildung in Anspruch nehmen müssen, ist ohne weiteres klar, denn sonst ließe sich nicht begreifen, wie der Felsuntergrund nicht nur des Bodensees, sondern auch des Rheintales tiefer liegen könnte, als die Kalkfelsen des Rheinfalles bei Schaffhausen.

Wenn wir die gewaltigen Talhohlräume betrachten, so mag wohl die Frage aufsteigen, ob die Wassererosion zu solchen Wirkungen befähigt war. Wir dürfen sie unbedenklich bejahen, denn die Zeiträume, die wir für die Talbildung in Anspruch nehmen dürfen, sind von gewaltiger Länge; es handelt sich hier um viele Hunderttausende von Jahren. Über die Art und Weise, wie das erodierende Wasser arbeitet, ist schon viel geschrieben worden; hier darauf einzugehen, würde zu weit führen.[1]) Die Flußerosion unterschätzen kann nur derjenige, der die gewaltigen Wirkungen eines Hochwassers nicht während oder unmittelbar nach einer Katastrophe selbst beobachtet hat. Das Jahr 1910 (Juni) mit seinen fürchterlichen Verheerungen war in dieser Hinsicht besonders lehrreich.

Für eine noch frühere Phase der Talbildung müssen die sehr wichtigen Beziehungen zwischen Erosion und fortschreitender Faltung auch noch in Betracht gezogen werden. In welch interessanter Weise die Hohenkastenfalte in Brüchen nach dem Rheintal absinkt, um im Vorarlberg wieder anzusteigen, ist durch Blumer im großen Säntiswerke (von Heim) beschrieben worden. Ähnliche Erscheinungen wiederholen sich in allen großen Quertälern der Alpen; man muß auf eine Erscheinung allgemeiner Art denken.[2]) Blumer

[1]) Nur zwei Hauptsätze seien genannt: Wenn ein Fluß nicht mehr nach der Tiefe einschneiden kann, so erodiert er nach der Breite. Die Erosion arbeitet den weichen Gesteinen nach; wo aber der Fluß keine andere Wahl hat, da wird er auch mit dem härtesten Gestein fertig.

[2]) Selbst im Molassegebiet zeigt sich verschieden starke Aufrichtung. Am sogenannten „Stürzeler“ bei Speck am Bodensee fällt die oberste, versteinerungsreiche Meeresmolasse mit 17° um zirka

und Arnold Heim haben beim Rheintal an die Möglichkeit gedacht, daß die wandernde Überfaltungsdecke in der Gegend des heutigen Oberriet eine alte präalpine Senke oder ein pliocänes Tal vorgefunden habe.

Es ist jedoch ungemein schwierig, sich vorzustellen, wie die wandernde Decke einerseits zum hohen Säntisgebirge sich auftürmen und unmittelbar daneben in ein präexistierendes Tal absinken konnte. Doch wäre die schwierige Vorstellbarkeit des Mechanismus noch kein Gegengrund, denn wir müssen uns wohl hüten, bei gebirgsbildenden Bewegungen das Wort „unmöglich" zu gebrauchen.

Auch an einen andern tektonischen Vorgang dürfen wir nur mit Vorsicht herantreten. Am Überlingersee tritt die Meeresmolasse, die wir bei Rorschach-Bregenz nordnordwestlich nach der Tiefe einfallen sahen, wieder zutage; der Bodensee liegt in einer gewaltigen Schichtmulde. Aber nur mit Einschränkung darf die Entstehung des Sees mit dieser Mulde in Zusammenhang gebracht werden. Wir dürfen nicht den heutigen Bodensee für sich allein betrachten, sondern müssen ihn und seinen einst viel höher stehenden Spiegel einreihen in das ganze gewaltige Talgeflecht der den Alpen entströmenden Flüsse. Die Entstehung des Sees ist jünger, als die Aufbiegung des Südflügels jener Schichtmulde.

Wer die Entstehung des Bodensees erklären will, der muß zugleich für die Entstehung der in sehr verschiedener Höhenlage[1]) im Seengebiete auftretenden Deltabildungen eine befriedigende Erklärung geben. Die Terrassen der fluvioglazialen Schotter verdienen erhöhte Aufmerksamkeit, namentlich auch die mehr nach dem Innern der Alpen hin gelege-

---

7° weniger steil als die gleiche Schicht in der Nähe von St. Gallen, wo der Fallwinkel ungefähr 24° beträgt.

[1]) Auf Salen-Rütenen am Untersee liegt ein altes Delta in über 700 m Höhe. Aber ob man aus dieser lokalen Bildung auf einen so hohen Seespiegel schließen darf?

nen Vorkommnisse.[1]) Es kommen hier in Frage der einst unzweifelhaft bedeutend höhere (über 700 m reichende?) Stand des Bodensees und damit verbundene Bildung hochgelegener interglazialer Deltas, Tieferlegung des Seespiegels in der Interglazialzeit, erneute Stauung durch die Moränen und Schotter der folgenden Eiszeit, Ablagerungen in Gletscherstauseen,[2]) Bildung großer Schuttkegel beim Rückzug des Eises, nacheiszeitliches Sinken des Seespiegels auf den heutigen Stand. Besonderes Interesse verdient die Unterscheidung zwischen interglazialen Seedeltas und glazialen Stauseendeltas, ferner die Frage, ob die oft so auffälligen Diluvialterrassen als Reste einer das ganze Tal (z. B. im Prätigau) bis in gewisse Höhe erfüllenden Masse von Schotter und Moränen oder aber, was auch nicht ausgeschlossen erscheint, als Reste von sanftgeböschten großen Schuttkegeln der Seitengewässer aufzufassen sind. Auf diesem Felde wäre noch viele verdienstliche Arbeit zu leisten. Hier mag nur nochmals an die alten Schotter unserer Gegend erinnert werden.

Man mag die fluvioglazialen Ablagerungen auf Hohentannen und Steinegg als älteren oder jüngeren Deckenschotter auffassen, stets wird sich hier weniger nach der Theorie von Professor Heim[3]) als nach der grundverschiedenen Auffassung von Penck[4]) eine eigentümliche Schwierigkeit erheben. Penck

[1]) Auf die mächtigen und sehr deutlichen Diluvialterrassen des Bregenzerwaldes hat Tornquist aufmerksam gemacht (Neues Jahrbuch für Min., Geol. und Pal., 1908, Seite 74 und 111). — Im Prätigau sind die ausgezeichneten, teilweise interglazialen Diluvialterrassen bei Schiers und Grüsch bekannt.

[2]) Die Theorie von den Gletscherstauseen ist zwar stark übertrieben und auf ganz unmögliche Fälle ausgedehnt worden, ist aber zur Erklärung vieler hochgelegener Deltabildungen unentbehrlich.

[3]) Nach erfolgter Talbildung Rücksenkung des Alpenkörpers als Ganzes und Entstehung der Seen durch „Ertränkung der Täler" am Ende der großen Interglazialzeit (Mindel-Riß). Einen ansehnlichen Teil der Talbildung verlegt auch Heim schon in die Präglazialzeit.

[4]) Entstehung der Seebecken durch Glazialerosion.

läßt die Entstehung des heutigen Bodenseebeckens der Ablagerung dieses hochgelegenen Schotters nachfolgen. Da aber zwischen der tiefsten Stelle des Bodensees und der höchsten Erhebung von Hohentannen eine Höhendifferenz von über 700 m besteht (Hohentannen 911 m, größte Tiefe des Bodensees 250 m, Bodenseespiegel 398 m), so wird hier ein so gewaltiger Erosionsvorgang postuliert, daß die Erhaltung der Schottermassen auf dem Tannenberg während dieser tiefgreifenden Umgestaltung völlig unbegreiflich erscheint. Daß die Oberfläche des schweizerischen Molasselandes einst beträchtlich höher lag, als heutzutage, verraten uns jetzt noch weit vorgeschobene Gipfel, wie das Hörnli (1135 m) und der fast 900 m hohe Schauenberg bei Elgg. Die Erniedrigung der Höhen ging mit der Talbildung Hand in Hand; während der Schaffung der tiefen und tiefsten Täler (der heutigen Seen), wurden auch die dazwischen liegenden Bergzüge erheblich abgetragen. Und nun sollte der Deckenschotter auf dem Tannenberg alle diese gewaltigen Veränderungen überdauert haben, also älter sein, als die Entstehung des tiefen, weitverzweigten Talfurchengeflechts?

Die großen schweizerischen und italienischen Seen sind in der Tat „ertrunkene" Flußtäler. Die Ursache der Seebildung kann entweder in einer Aufstauung des äußersten Vorlandes oder in einer Rücksenkung des Alpenkörpers als Ganzes (Mittelland und südlicher Alpenrand inbegriffen) oder auch in einer Kombination beider Vorgänge gesucht werden. Da der Grund der großen italienischen Seen erheblich unter dem Meeresspiegel liegt, so kommen wir ohne die Annahme einer Rücksenkung einfach nicht aus. Gegen die Entstehung der Seen durch Glazialerosion sprechen zu viele Gründe; das müßten launenhafte Gletscher sein, die die verzwickten Formen eines Vierwaldstätter- oder Luganersees geschaffen hätten.

Das sicherste Kriterium, ob die Seen „ertrunkene" Haupttäler darstellen, liegt in dem Verhalten der Seitentäler. Ist deren unterer Teil ebenfalls mit „ertrunken", so kann es sich

in der Tat nur um ein rückgesenktes (event. auch um ein gestautes) Flußtalsystem handeln, da ja die Nebentäler aus den verschiedensten Richtungen dem See zueilen, also nicht durch Glazialerosion geschaffen werden konnten, denn der Gletscher fließt nach einer Hauptrichtung oder breitet sich höchstens fächerförmig aus. Ist der untere Teil der Nebentäler dem See einverleibt worden, so muß dieser Vorgang im Umriß des Seespiegels als Verbreiterung, als Uferkonkavität oder tief ins Land eingreifende Bucht sich geltend machen, mochte ein Quertal münden oder ein Paralleltal dem See einverleibt werden. Ein Blick auf die Karte zeigt uns, daß diese Wechselbeziehung in der Tat sowohl bei den nordalpinen als bei den italienischen Seen vorhanden ist.[1]) Es ist kein Zufall, daß das Bodenseebecken da die größte Breite zeigt, wo die bedeutendsten Seitengewässer einmünden; um dies richtig zu würdigen, muß man sich auch noch die beträchtlichen Anschwemmungen entfernt denken. Das Zurücktreten des Ufers in der Gegend Rorschach-Arbon-Romanshorn deutet auf die Einbeziehung des unteren Teiles von Goldach-, Steinach- und Salmsachtal, eines durch die Tätigkeit der drei Flüßchen beträchtlich erniedrigten Geländes.[2]) Gegenüber bedingen Ach (bei Friedrichshafen), Schussen, Argen und Leiblach ein noch stärkeres Zurücktreten des wahren Ufers, das durch die mäch-

---

[1]) Wo dies scheinbar nicht zutrifft, da ist nach der Seebildung eine Verlegung des Flußlaufes erfolgt oder es sind bedeutende Anschwemmungen vorhanden. — Schöne Beispiele für die Abhängigkeit des Seeumrisses von den aufgenommenen Nebentälern sind die Gegend von Yvonand am Neuenburgersee und der Bielersee.

[2]) Die Mitwirkung der Sitter ist fraglich. Ein Besuch der Gegend macht eher den Eindruck, daß die Richtung nach Bischofszell wenigstens älter ist, als die letzte Eiszeit; für die vorletzte Interglazialzeit fehlen sichere Anzeichen. Auch das Stück zwischen Rosenberg-Peter und Paul einerseits und Engelburg-Tannenberg anderseits ist schon alt (abgesehen von der postglazialen Flußrinne) und entspricht vielleicht einer schon in früher Zeit erfolgten Ablenkung von der älteren Westrichtung.

Altes Delta auf Salen-Rütenen am Untersee (711 m).
Schiefe Schichtung (Ablagerung in stehendem Gewässer) mit horizontaler Übergußschicht.

tigen Anschwemmungen teilweise maskiert wird; denkt man sich diese entfernt, so springen hier förmliche Zinken des Sees ins Land hinein, ähnlich wie bei Salmsach-Amriswil-Erlen. Das weite Bodenseebecken ist tatsächlich ein untergetauchtes, reichverzweigtes Flußtalgebiet. Diese Seetalzinken können nicht etwa in der letzten Interglazialzeit gebildet worden sein; denn der Seespiegel stand ja weit höher. Hier drängt sich auch noch eine andere interessante Frage auf: Was für eine Rolle spielt die verschiedene Höhenlage des Wasserspiegels, wenn eine eiszeitliche Vergletscherung über den See hinweggeht? Bedingt ein höherer Seespiegel auch eine höhere Lage der Gletscheroberfläche, bezw. der ganzen Eismasse und damit auch des mitgeführten Gesteinsmaterials? Wenn ja, dann hat das Höhersteigen der vorletzten, größten Vergletscherung (Riß) nichts Absonderliches; denn die größere Höhe des Seespiegels wird durch Deltabildungen bewiesen.

Wir halten also die Heimsche Auffassung der Seen als „ertrunkene" Täler für richtig; nicht völlig entschieden ist die Frage nach dem Zeitpunkt der Ertränkung. Als Grund der Rücksenkung des Alpenkörpers als Ganzes [1]) betrachtet Heim das Nachlassen des Horizontalschubes von Süden. Man könnte noch weiter gehen und auch die Talbildung mit heranziehen; Mittelland und Südrand der Alpen waren durch die weit vorgeschrittene durchfurchende und abtragende Tätigkeit der Flußerosion sehr geschwächt, die Druckspannungen ausgelöst; es schwammen die Alpen gleichsam zwischen zwei geschwächten und gelockerten Streifen.

Man muß sich aber auch das Mittelland zurückgesenkt denken, sonst blieben viele Seen unerklärt. Überlinger-, Neuenburger- und Genfersee gehören noch der gesenkten Zone an; damit ist uns eine Andeutung über die Nordgrenze des gesenkten Gebietes gegeben. Das Mittelland bildet scheinbar eine große tektonische Mulde, deren Südgrenze durch den Nordflügel der großen Molasse-Antiklinale gebildet wird, also dem Gebiet der Molassefaltung angehört, die bedeutend älter

ist als die seenbildende Rücksenkung. Letztere betraf auch den ganzen Alpenkörper; die italienischen Seen gehören ihr noch an; die Südgrenze ist schwierig festzustellen. Die Rücksenkung nahm von Norden nach Süden an Betrag zu, was nicht nur durch die große Tiefe der italienischen Seen bewiesen wird, sondern auch durch den merkwürdigen Umstand, daß die großen Täler bis weit ins Innere der Alpen hinein ertrunken sind und durch Kiesmassen aufgefüllt erscheinen, nicht etwa den anstehenden Fels im Flußbett zeigen. Auch im Kanton Graubünden muß man noch weit in die Seitentäler des Rheines eindringen, bis man im Fluß- oder Bachbett auf das Anstehende stößt.

Die Seebildung erstreckte sich einst bis tief in die Alpen hinein und auch heute noch greifen einzelne Seen alpeneinwärts über das Gebiet der Molassefaltung, Beweis genug, daß letztere weit älter ist als die Seebildung. Dagegen hindert uns nichts, das Absinken der Meeresmolasse von Schaffhausen-Stockach gegen das Thur- und Bodenseegebiet in eine viel jüngere Zeit zu versetzen. Die geotektonische Mulde des Mittellandes ist eben nach Zeit und Art gar nicht einheitlich. Der Südflügel ist älter, wurde durch faltende (tangentiale) Bewegung gebildet und bildet für die Seen keine Grenze. Der Nordflügel dagegen ist jünger, wurde erst nach Durchtalung der Alpen und des Mittellandes gebildet und zwar durch eine radiale Bewegung (Senkung eines großen, bis nach Oberitalien reichenden Gebietes); er bildet zugleich die Nordgrenze der Seen.

Die heutigen Seen sind nur noch Reste des ertränkten Talsystems, nur noch ein Bruchteil des einstigen reichverzweigten Seetälergeflechts; der Spiegel hat sich gesenkt und gewaltige Gebiete sind durch interglaziale und jüngere Anschwemmungen zugefüllt worden. Auch den bestehenden Seen wird dieses Schicksal beschieden sein; Seen sind überhaupt eine vergängliche Erscheinung! Die Morphologie des schweizerischen und italienischen Seengebietes deutet mit Be-

stimmtheit auf Entstehung der Seebecken durch Flußerosion und nachherige Ertränkung oder Stauung durch einen tektonischen Vorgang; in diesem Punkte wird die Auffassung von Professor Heim schließlich siegen; die alpinen Randseen sind in der Tat ertrunkene Flußtäler. Wenn nun zwei so bedeutende Forscher, wie Heim und Penck, zu gänzlich entgegengesetzten Resultaten gelangt sind, so schließt dies nicht aus, daß die Pencksche Theorie, welche das Seenproblem unzutreffend beantwortet hat, dennoch in einem bestimmten Teile richtig sein kann, nämlich in der Chronologie und Gliederung des Eiszeitalters und in der Einreihung der Deltabildungen. Wohl wird die Lehre von den vier Eiszeiten angegriffen; es fehlt auch nicht an Versuchen, wieder zu der älteren Lehre von zwei Eiszeiten zurückzukehren und mehrere Forscher treten sogar für die Einheit der Eiszeit ein. Doch kommt man schwerlich um wirkliche Interglazialzeiten herum und für das nordische Gebiet scheinen drei verschiedene Eiszeiten sicher bezeugt zu sein. Schwieriger ist der Nachweis im Alpeninnern.

Im Prätigau gibt es drei eiszeitliche Schottersysteme.[1]) Die diluvialen Terrassen sind besonders schön entwickelt bei Schiers und Grüsch, sodann auch bei Jenaz und Fideris und bilden einen reizvollen Zug in der Landschaft. Auf dem beigegebenen Bilde „Eiszeitliche Terrassen bei Schiers im Prätigau“ sind alle drei Schottersysteme sichtbar. Das oberste zieht von Davasmunts nach Ober-Montagna-Maria und liegt in zirka 800 m Höhe. Das mittlere Terassensystem ist besonders deutlich ausgeprägt mit beträchtlich hohem Absturz gegen den Talgrund; die schönen Wiesenböden Mont Sax und Eraplana unter Montagna und Maria in zirka 750—760 m

[1]) Mit den Schottern des Prätigaus hat sich F. Baier, Kempen (Rhein) in einer sehr interessanten Arbeit beschäftigt, jedoch ohne auf die eigentliche Altersfrage einzutreten (Über die Schotterterrassen und Flußverschiebungen im Prätigau; Jahresbericht der Naturf. Gesellsch. Graubündens, neue Folge, LIII. Band, 1912).

Höhe gehören diesem System an. Das unterste System ist durch das „Feld“ bei Schiers repräsentiert (zirka 660 m Höhe, auf dem Bilde links, westlich vom Dorfe). Das „Feld“ fällt mit nicht ganz 10 m hoher Stufe gegen die tiefste, vor noch nicht 100 Jahren dem Inundationsgebiet der Landquart angehörende, jetzt aber kultivierte Talebene ab.

Daß die prächtigen Terrassen bei Schiers vielleicht interglazial seien,[1]) habe ich, gestützt auf eine briefliche Mitteilung von Prof. Heim, schon 1892 angedeutet (Jahrbuch XXVIII des S. A. C., S. 23). Als aber die Lehre von der glazialen Erosion an Boden gewann, hielt man interglaziale Terrassen im Innern der Alpen sozusagen für unmöglich. Heute aber darf man füglich wieder für das interglaziale Alter dieser Bildungen eintreten und die im Prätigau wie in mehreren andern bündnerischen Tälern so ausgeprägten höhern Kiesterrassen als Ablagerungen ansprechen, die sich wenigstens teilweise mit den den verschiedenen Eiszeiten entsprechenden Vorlandschottern in Parallele setzen lassen.

Die Kiesterrassen bestehen aus groben Geröllen, die deutlich kürzern oder längern Wassertransport verraten. Auf den Kiesmassen liegen da und dort große erratische Blöcke, z. B. am Scheibenbühl (dem zuckerhutartigen kleinen Vorgipfel links über dem Dorfe). Diese Blöcke beweisen, daß über die teilweise schon durch Erosion wieder zerschnittenen Kiesterrassen nochmals eine Eiszeit hinweggegangen ist. Es ist kaum denkbar, daß Kiesmassen und Blöcke nur verschiedene Stadien einer und derselben Eiszeit repräsentieren. Die Terrassen sind eine so mächtige, ausgedehnte und einheitliche Bildung und stürzen mit so hoher Stufe gegen den Talgrund und gegen den Schraubach ab, daß wohl nur eine Interglazialzeit den in jeder Beziehung tiefgreifenden Gegensatz zwischen dem mittlern und untern System verständlich machen kann.

[1]) Für ein relativ hohes Alter spricht auch das bekannte Vorkommnis zwischen Grüsch und Seewis, wo fest verkittete Schotter von altem Habitus in mauer- und ruinenartigen Formen auswittern.

Ähnlich wäre der Altersunterschied zwischen dem obern und dem mittlern System zu begründen; die Höhendifferenz ist hier allerdings weniger groß.

Ob das oberste Terrassensystem dem Deckenschotter des Vorlandes entspricht, wo Penck bekanntlich einen älteren und jüngeren Deckenschotter unterschieden hat, ist sehr fraglich, denn für das Alter des Schotters ist nicht allein die Höhenlage maßgebend. Auf Felsterrassen von verschiedener Höhe können gleichalterige Schotter abgesetzt werden.

Mit dem Hochterrassenschotter des Vorlandes könnten vielleicht die auf unserem Bilde besonders auffälligen Terrassen von Eraplana-Mont Sax-Unter-Fajauna in Parallele gesetzt werden.

Das „Feld" bei Schiers würde dem Niederterrassenschotter der unteren Schweiz entsprechen, wo bekanntlich auf diesem Niveau die großen Eisenbahnlinien der Schweiz verlaufen, während daneben die großen Flüsse nacheiszeitlich sich ihr neues Bett 30 m tief eingeschnitten haben. Ähnlich ist das Flußbett der Landquart mit dem durch Kolmatierung gewonnenen Gebiet der „Schwellenen" durch eine deutliche Stufe vom „Feld" getrennt.

Wenn diese Parallelisierung der Schottersysteme des Prätigaus mit den Vorlandschottern sich halten und noch fester begründen läßt, so würde die Pencksche Gliederung des Eiszeitalters, die im Vorland gewonnen wurde, im Alpeninnern eine sehr deutliche und schöne Bestätigung erfahren. Gleichzeitig würde dadurch freilich seine Übertiefungslehre entschieden widerlegt, denn wenn ganze Hauptvereisungen über die alten, interglazialen Terrassen hinweggehen konnten, ohne sie wegzufegen, so wäre damit die Geringfügigkeit der Glazialerosion mit aller wünschbaren Deutlichkeit dargetan. Halten wir vorläufig fest, daß im Alpeninnern, ähnlich wie im Vorland, mehrere ineinandergeschachtelte Schotter aus dem Eiszeitalter sich festsstellen lassen.

Wenn im Prätigau 100—150 m über der heutigen Talsohle Kiesterrassen sich finden, die auf einstige Akkumulationstätigkeit der Gewässer hinweisen, so ist damit zugleich gesagt, daß die Landquart im frühen Eiszeitalter eine ganz andere, höher gelegene Erosionsbasis besaß, als heute. Und damit kommen wir wieder auf den großen, durch Rücksenkung entstandenen alpinen Vorlandsee zurück, von welchem Bodensee, Zürich- und Wallensee nur noch kümmerliche Reste sind. Auch wenn der See bei weitem nicht das Niveau von 700 m erreichte, mußte seine Wirkung bis weit in die Alpen hinein sich geltend machen. Wir dürfen im Prätigau auch an einen See denken, der durch Moränenmassen in der Clus gestaut war. Andere Faktoren, die hier noch in Betracht fallen konnten, sind lokale Gletscherstauseen, alte Felsterrassen und das an und für sich nicht unbedeutende Gefälle der großen seitlichen Bachschuttkegel. Im Gegensatz zu Baier [1]) halten wir nämlich die hohen schönen Schotterterrassen des Prätigaus für Ablagerungen der Seitenbäche, nicht für solche der Landquart.

Bei der Entstehung des großen alpinen Vorlandsees wurden die schon gebildeten Täler gleichsam in Fjorde verwandelt, die mehr oder weniger weit alpeneinwärts drangen, je nach der Länge und dem Gefälle der Täler. Der Rheinfjord drang so tief in die Alpen, daß auch mehrere Seitentäler und sogar deren Zuflüsse noch „ertranken". Auch Reuß- und Linthtal wurden bis weit ins Alpeninnere von diesem Schicksal betroffen; ob Thur- und Tößtal einst auch einen Seearm bildeten, ist sehr zweifelhaft. Es sei eben nochmals betont, daß die Annahme eines Seespiegels von 700 m Höhe immerhin schweren Bedenken ruft.

Über die ertrunkenen Täler gingen noch zwei Vereisungen hinweg. Das ist gleichbedeutend mit einem zweimaligen Wechsel von Akkumulation (bei und unmittelbar nach dem Rückzug

---

[1]) loc. cit. S. 52.

des Gletschers) und Erosion (in der eigentlichen Interglazialzeit und in der Jetztzeit). Durch Tiefereinschneiden der Ausflüsse im Norden wurde der Seespiegel sukzessive tiefergelegt; Moränen und Schotter der Eiszeiten unterbanden jeweilen die Tieferlegung oder machten sie vorübergehend sogar rückgängig. In der letzten Interglazialzeit erfolgte Erosion im obern Teil der Täler, im untern Teil aber Zuschüttung der Seen. Die Vereisung dagegen wirkte jeweilen konservierend auf die Seen; das müssen wir uns stets vor Augen halten, wenn wir des Umstandes gedenken, daß die heutigen alpinen Randseen ohne Ausnahme innerhalb des Gebietes der letzten großen Vereisung liegen.

Am Bodensee finden wir ein Flüßchen, das in raschem Laufe von den über 1100 m hohen wasserscheidenden Kämmen bis zum in 398 m gelegenen Seespiegel eine Höhendifferenz von über 700 m zurücklegt. Hier, an der Goldach, könnten die Verhältnisse besonders interessant sein, weil das ganze Flußgebiet noch vom Rheingletscher überschritten wurde. Höhenverhältnisse und genügendes glaziales Schuttmaterial lassen erwarten, daß Reste von alten Schotterniveaus hier noch erhalten blieben und daß sich also gewissermaßen eine Nachprüfung der oben vertretenen Ansichten vornehmen lasse, falls wirklich einst der See bis in 700 m Höhe reichte. Schon vor Jahren waren uns im Goldachgebiet Schotter von altem, deckenschotterähnlichem Aussehen sowohl als erratische Blöcke in den Jungmoränen, wie auch als Ablagerungen in situ aufgefallen, letztere an Stellen, wo nur bei viel höherer Erosionsbasis (Seespiegel?) Akkumulation möglich war. Die eine Stelle liegt beim Kasten (nicht zu verwechseln mit Kastenloch) zwischen Martinsbrücke und Eggersriet in zirka 710 m Höhe, die andere Stelle etwas taleinwärts, südwestlich unter Weid bei Eggersriet. Man ist versucht, beide Vorkommnisse dem (jüngeren oder älteren) Deckenschotter zuzuweisen; die damalige Erosionsbasis (Talboden?) hätte wohl nicht ganz 700 m erreicht. Um einen glazialen Stausee kann es sich hier schwer-

lich handeln; das Goldachgebiet besaß nicht einen eigenen Gletscher und kein ihm zugehöriges Nährgebiet. Aber wir müssen uns vor voreiligen Schlüssen hüten und uns mit dem bescheidenen Resultat begnügen, daß im Goldachgebiet Schotter von altem Aussehen in bedeutender Höhe sich finden. Die Versuchung, die beiden auffälligen Terrassensysteme Kurzegg-Lee-Gädmen-Nördli-Schwendi (zirka 800 m) und Au-Wiesbühl (zirka 720 m) als von Jungmoränen und verschwemmtem Gletscherschutt bedeckte Reste älterer Schotterterrassen anzusprechen, liegt nahe; aber diese Deutung muß abgelehnt werden; es handelt sich in Wirklichkeit um alte Felsterrassen, die mehr oder weniger tief mit jüngerm, teilweise verschwemmtem Gletscherschutt überkleidet sind. Handelt es sich um Reste alter Talböden oder um die letzten Andeutungen von Höhenrücken zwischen Paralleltälern? Wir wissen es nicht; aber in jedem Falle sind diese alten Terrassen für die Talgeschichte der Goldach von hohem Interesse.

In kurzer Zusammenfassung kann zum Schlusse gesagt werden: Bodenseebecken und Rheintal wurden nicht durch Glazialerosion, sondern durch Flußerosion geschaffen. Die Pencksche Lehre von der präglazialen Molasse-Rumpfebene kann nur mit wesentlicher Einschränkung gelten. Die subalpine Molasse Appenzell-Bregenzerwald war schon in präglazialer Zeit vom Rhein mindestens 300 m tief durchtalt; nur das nördliche Molasseland, das Gebiet des Unterlaufes der größeren Flüsse, war zu einer Ebene abgetragen. In präglazialer und frühglazialer Zeit gab es zwei Perioden der Breitenerosion, getrennt durch eine nicht sehr bedeutende Phase der Tiefenerosion. Es ist möglich, daß in der ersten Periode der Breitenerosion das bündnerisch-st. gallisch-vorarlbergische Rheingebiet noch dem Flußsystem der Donau angehörte, während in der zweiten Periode die Ablenkung nach Westen schon vollzogen war. Die beiden Perioden der Breitenerosion schufen die breiten Talebenen, auf welchen älterer und jüngerer Deckenschotter abgelagert wurden. Die soge-

Eiszeitliche Terrassen bei Schiers im Prätigau.

nannte Übertiefung durch spätere Vorgänge ist in gewissem Sinne tatsächlich vorhanden, wenn auch nicht in dem von Penck allzuhoch angenommenen Betrage; sie ist aber nicht auf Eisarbeit zurückzuführen, sondern auf neubelebte mächtige Tiefenerosion der Flüsse, die ihren Grund in einer sehr bedeutenden Tieferlegung der Erosionsbasis (Rheintalgraben nördlich Basel) hatte. Die mächtige Durchtalung bis auf den Felsgrund des heutigen Bodensees und Rheintales erfolgte in der langen Mindel-Riß-Interglazialzeit und fand ihren Abschluß durch eine die Alpen und das Molasse-Vorland umfassende Rücksenkung, deren schon im Molasseland mindestens 300 m erreichender Betrag nach Süden zunahm. Die Höhenverhältnisse der im Bodenseegebiet und Rheintal zahlreich und in mannigfachen Formen vorliegenden präglazialen und frühglazialen Talbodenreste liefern den klaren Beweis für die Richtigkeit der Heimschen Rücksenkungstheorie, welche die Entstehung der alpinen Randseen einheitlich in befriedigender Weise erklärt.

Die Pencksche Gliederung des Eiszeitalters und die Einreihung der verschiedenen Schottersysteme und Deltabildungen darf in der Hauptsache wohl als feststehend betrachtet werden; noch nicht völlig abgeklärt ist die Frage, ob dem älteren oder jüngeren Deckenschotter tatsächlich zwei verschiedene Haupteiszeiten entsprachen. Für die verschiedenen fluvioglazialen und interglazialen extramoränischen und intramoränischen Schotter kamen als Ablagerungsbasis in Betracht alte Flußebenen und alte Felsterrassen (Talbodenreste), Verwitterungsterrassen, der Spiegel des einst viel höher stehenden Bodensees und in vielen Fällen auch glaziale Stauseen, hie und da auch ältere Schotterfelder. Auch in den Alpentälern lassen sich seit Beginn des Eiszeitalters mindestens drei Talbodensysteme und drei Schottersysteme nachweisen, von denen mindestens eines älter ist als die Würmeiszeit; doch ist die Parallelisierung mit den Schottern des Vorlandes schwierig und noch nicht befriedigend durchgeführt. Im Eiszeitalter

wechselten wiederholt Akkumulation und Erosion sowohl im Vorland als in den Alpen; die Resultate der Akkumulation sind uns oft in hervorragend schöner Weise erhalten in Form von mächtigen Schotterterrassen und riesigen Talverbauungen, gegenüber welchen sich die einem ähnlichen Prinzip huldigenden Wildbachverbauungen der kurzlebigen Menschen wie Kinderspiel ausnehmen. Interglaziale Flußbetten wurden aufgefüllt; oft den alten Lauf verfehlend, schufen sich die Gewässer epigenetische Schluchten, deren Großartigkeit den Wanderer mit Bewunderung erfüllt.