

VERHANDLUNGEN

der Geologischen Bundesanstalt.

N^o 2, 3

Wien, Februar, März

1922

Inhalt: Vorgänge an der Anstalt: Umänderung des Namens der Anstalt in „Geologische Bundesanstalt“. — Ernennung der Chefgeologen F. Kerner zum Hofrat, H. Beck und H. Vettters zu Bergräten. — Eingesendete Mitteilungen: R. Klebelsberg: Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. — H. Mohr: Ueber den vermeintlichen Fund von Karbonpflanzen bei Marienbad.

NB. Die Autoren sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Vorgänge an der Anstalt.

Mit Erlaß des Bundesministeriums für Inneres und Unterricht vom 24. Jänner 1922, Z. 2241/U wurde der Name der „Geologischen Anstalt“ in „Geologische Bundesanstalt“ abgeändert.

Laut Erlaß desselben Bundesministeriums vom 18. Februar 1922, Z. 3143 hat der Bundespräsident am 9. Februar 1922 dem Chefgeologen der geologischen Bundesanstalt F. Kerner-Marilau den Titel eines Hofrates, den Chefgeologen H. Beck und H. Vettters den Titel eines Bergrates verliehen.

Eingesendete Mitteilungen.

R. Klebelsberg (Innsbruck). Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen.

In jedem Stadium des Fortschreitens der Kenntnisse ergibt sich das Bedürfnis nach Zusammenfassung und vorläufiger Schlußziehung. In diesem Sinne habe ich versucht, aus den neueren morphologischen Forschungen ein Bild von der Formentwicklung der Ostalpen zu gewinnen, den großen Zügen oder Hauptakten nach, die man bisher in einigermaßen allgemeinerer Verbreitung kennen gelernt hat.

Die systematische morphogenetische Erforschung der Alpen ist erst in ihren Anfängen. Sie ist durch Penck und Brückner¹⁾, im engsten Sinne durch Oestreichs Studie über das tertiäre Längstal im Murgebiet²⁾ angeregt und eingeleitet worden. Ueber eine Reihe von Gebieten und von verschiedenen Autoren liegen nun aber schon wichtige Beobachtungsergebnisse und Teilschlüsse vor. Sie lassen bei aller Verschiedenheit der Verhältnisse und Auffassungen im einzelnen doch manche große einheitliche Linienführung erkennen, Formeneinheiten oder Flächensysteme, die weiteren Gebieten der Ostalpen gemeinsam sind.

Diese wichtigsten, großzügig entwickelten Flächensysteme durch einen Großteil der Ostalpen zu verfolgen, an Hand der Literatur und

¹⁾ Alpen im Eiszeitalter.

²⁾ Jahrb. d. geol. R.-A. 1899, S. 165—212.

eigener Beobachtungen, wo beides nicht mehr ausreicht, mit Hilfe der Karten¹⁾, ist das Ziel des vorliegenden Versuches²⁾.

Daß es sich bei diesen Formeneinheiten oder Flächensystemen um sehr komplexe Erscheinungen handelt, die bei genauerer Erforschung noch weiter aufzulösen sein werden, kann nicht zweifelhaft sein.

Die geologisch ältesten Oberflächensysteme, von denen man überhaupt sprechen kann, jene, die heute als Oberflächenbestandteile grundsätzlich nicht mehr in Erscheinung treten, sondern größtenteils stratigraphisch oder tektonisch zugedeckt worden sind, müssen dabei natürlich außer Betracht bleiben, weil sie ohne allgemeine innere Beziehungen zu den späteren sind. Man kann ihnen überhaupt nur für einzelne, besonders günstige Teilgebiete nachspüren, in denen dann auch weitreichende Einwirkungen ihrerseits auf die jüngere Formentwicklung eingetreten sein können (zum Beispiel die alte Porphyroberfläche in Südtirol, die prägosauische Oberfläche im Salzkammergut, zu deren Kenntnis in neuerer Zeit E. Spengler einen vorzüglichen Beitrag geliefert hat³⁾).

Wenigstens mittelbar müssen wir hingegen schon rechnen mit jener tertiären Uroberfläche, die zwar auch kaum mehr irgendwo vorhanden sein dürfte, nach theoretischer Ueberlegung aber mit der strukturellen Fertigstellung der Alpen entstanden sein und den Ausgangspunkt für die folgende Formentwicklung gegeben haben muß. Sie war eine tektonische Oberfläche, ohne daß damit der Vorstellung das Wort geredet sein soll, als ob sich die Struktureigentümlichkeiten der Tiefe an der Oberfläche getreulich abgebildet hätten.

Allgemeinere Erhaltung und Feststellbarkeit ist erst von wenigstens zur Hauptsache posttektonischen Formelementen zu erwarten, das heißt solchen aus einer Zeit, da die strukturelle Prägung der Alpen im wesentlichen bereits vollendet war und nur mehr Block- und Großbewegungen nachfolgten (Hebungen, Staffel- und Schollenbrüche, Hahns Querfaltung, W. Pencks Großfaltung, Levys Aufwalmungen u. dgl.). Das sind zur Hauptsache denudative oder Abtragungsoberflächensysteme. Das älteste von ihnen, das heißt älteste überhaupt vorhandene Formbestandteile stellen die Hochgebirgsformen vor. Für sie ist noch wenig Genaueres über den Denudationsvorgang im großen bekannt. Die folgenden jüngeren hingegen äußern sich bereits klar als erosiv im engeren Sinne, das heißt durch Erosion von einer allgemeinen Erosionsbasis aus entstanden.

1. Das Hochgebirge.

Die Hochgebirgsformen waren in irgendwelcher Beschaffenheit als Formen, Unebenheiten, schon vorhanden, noch ehe die Aus-

¹⁾ Oesterreichische Spezialkarte 1 : 75.000.

²⁾ Frühere Betrachtungen ähnlicher Richtung: Machatschek, Ver-
ebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. Z. G.
f. Erdk., Berlin 1916, S. 602—623, 675—687. — Lautensach, Ueber den heutigen
Stand unserer Kenntnis vom präglazialen Aussehen der Alpen. Ebendort 1913,
S. 610—624.

³⁾ Jahrb. d. geol. R.-A., 1918, S. 450.

bildung des an ihrem Fuße einsetzenden ältesten erhaltenen Verflachungssystemes begann. Bei nur geringer Aufragung darüber wäre die Vorstellung möglich, daß sie als stumpfe Erhebungen bereits in den Formenausgleich dieses Verflachungssystemes miteinbezogen waren und etwa zur Verflachungslandschaft gehörige randliche oder kammweise Erhebungen von Mittelgebirgsformen gebildet und erst in der langen seither verflössenen Zeit ihre heutige allseits schroffe Hochgebirgsform erlangt hätten. Doch gerade dort, wo das Hochgebirge seine charakteristischste Entwicklung zeigt, ist die Aufragung dieser obersten Formelemente so bedeutend, daß wir sie uns auch bei Annahme sehr breiten Rückwitters an Gletscherrändern, Ampferers¹⁾ „Schwarzweiß-Grenzen“, wohl nicht aus Mittelgebirgsformen herausgeschnitten denken können, es fehlte für sie der Raum; selbst wenn eine solche Deutung noch bei dem gemäßigten Hochgebirgscharakter (zufolge der relativ großen Breitenentwicklung) der Ostalpen möglich wäre, versagt der Versuch vollständig bei Gebirgen mit stärkerer Ausprägung des Hochgebirgscharakters (zufolge größerer Basisbeschränkung). Es ist daher wahrscheinlicher, daß die Hochgebirgsformen Restformen eines älteren Reliefs sind, das in seinem flächenmäßigen Bestande heute nur nicht mehr erhalten oder nicht mehr kenntlich ist.

Für die Deutung dieses älteren Reliefs ist der Gedanke H. v. Staffs²⁾ grundsätzlich meiner Meinung nach durchaus nicht so leichter Hand beiseite zu stellen, wie dies zum Teil geschehen ist. Gewiß bietet die Konstanz der Gipfelhöhen und das vereinzelte Vorkommen kleiner sanfter Flächenstücke auf Hochgipfeln zu wenig Anhaltspunkte für die Rekonstruktion alter Flächensysteme, welche seitdem ja auch noch beträchtliche tektonische Verstellungen erfahren haben müßten; andererseits ist aber doch nicht zu vergessen, daß auch nach vorsichtigen Schätzungen — von denen extremer Deckentheoretiker gar nicht zu reden — ganz bedeutende Mächtigkeitsbeträge über den heutigen Gipfelhöhen der Alpen schon abgetragen worden sind, in den nördlichen Kalkalpen der Ostalpen zum Beispiel nach Ampferer 2000—3000 m. Da bleibt ebensowohl Raum für eine Mehrzahl alter Flächensysteme, wie solche zu mehreren übereinander in den auch nicht mehr als 2000—3000 Metern heutiger Höhenentwicklung der Alpen gegeben sind. Wenn ich trotzdem zur Ansicht neige, daß für die Konstanz der Gipfelhöhen Ausgleichsvorgänge im Sinne Pencks³⁾, auch isostatische im Sinne Wegeners⁴⁾ maßgebend

¹⁾ O. Ampferer: Ueber die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschr. d. D.-Oe. A.-V. 1915, S. 72—96. Dieser in mancher Hinsicht richtunggebende Aufsatz ist von seiten der Morphologen bisher viel zu wenig gewürdigt worden!

²⁾ Morphologie der Prälaziallandschaft in den westlichen Schweizer Alpen. Zeitschrift der D. Geol. Ges. 1912, S. 1—75. — Der Gedanke wurde neuerdings aufgenommen von van Valkenburg, Beiträge zur Frage der präglazialen Oberflächengestalt der Schweizer Alpen. Diss. Zürich 1918.

³⁾ A. Penck: Die Gipfelfur der Alpen. Sitzungsberichte der Berliner Akad. d. Wissensch. 1919, S. 256—268. Vgl. auch Levy, Die Gipfelfur der westlichen Ostalpen. Pet. Mitt. 1921, S. 91.

⁴⁾ Die Entstehung der Kontinente. II. Aufl. 1921, S. 7, Fußnote.

sind und die Hochgebirgsformen daher der Grundform nach, wenn überhaupt morphologisch angelegt, so tektonischen Ursprungs sind, so ist dafür die Schwierigkeit der zeitlichen Unterbringung solcher älterer Flächensysteme bestimmend; denn der Spielraum dafür ist zwischen dem jüngsten Termine der strukturellen Fertigstellung der Alpen einerseits und der Zeit des ältesten noch erhaltenen Flächensystems anderseits (s. u.) doch sehr eingeengt.

Für das Ausmaß und den Grad der Hochgebirgsentwicklung ist die Raumfrage, das Höhen-Breitenverhältnis des Gebirges (in seiner tektonischen Anlage) maßgebend. Je stärker die tektonische Raumverengung, desto stärker ausgeprägt ist der Hochgebirgscharakter. Das äußert sich im Verhältnis der Ostalpen zu den Westalpen wie innerhalb jedes dieser beiden Gebiete (von stratigraphisch bedingten Sondertypen wie den Südtiroler Dolomiten abgesehen); in den Ostalpen danken wir diesem Umstande unter einem mit der geringergradigen Hochgebirgsausbildung die Erhaltung der im folgenden besprochenen alten Flächensysteme in so weiter Ausdehnung.

Nur für die Ausgestaltung im Kleinen sind jene Abtragungsvorgänge maßgebend geworden, welche rein morphologisch — nicht im Sinne großzügiger Morphogenese — die Charakteristik des Hochgebirges ausmachen; die allseitige Schroffheit (zum Unterschied von der nur ein- oder mehrseitigen Schroffheit, die zufolge nachmaliger Erosionsaurisse auch bei allen tieferen, jüngeren Formensystemen vorkommt). Sie ist zunächst gewiß eine Funktion des Klimas, der Spalten- und Frostverwitterung, welche hier seit ältesten überhaupt in Betracht kommenden Zeiten ununterbrochen tätig ist. Diese Verwitterungstätigkeit setzt aber besonders geeignete Ausgangsformen für den Angriff der Verwitterungskräfte voraus. Auch bei genügend langer Dauer kann man sich nicht aus jedem beliebigen Gelände Hochgebirgsformen entstehen denken, auch nicht bei Annahme beliebiger „Schwarzweißgrenzen“. Intensive Verwitterungswirkung dieser Art setzt genügend steile Aufragung voraus. Diese war im Falle der Hochgebirgsformen dadurch gegeben, daß diese schon der Ausgangsform (für die Verwitterung) nach Reste eines älteren bedeutend höheren Oberflächensystems (gleichviel ob tektonisch oder denudativ) vorstellen, die beim Abschluß der Ausbildung des nächstjüngeren (ältesten erhaltenen denudativen) Oberflächensystems noch übrig geblieben, noch nicht in dessen Formenausgleich einbezogen waren.

Dafür, daß die Verwitterungswirkung hier einen viel stärkeren Grad erreicht hat als in anderen Teilen des Gebirges, ist außer der klimatischen Höhenlage die Länge der Zeit und das Ueberwiegen der Verwitterung s. str. über die anderen Abtragungsvorgänge maßgebend geworden. Das Hochgebirge ist insbesondere, wenigstens größtenteils, bis heute ausgeschaltet geblieben aus den großzügigen, von einheitlicher Basis aus fortschreitenden späteren Erosionsvorgängen, selbst zu gleichsam autochthoner Erosions (s. str.) wirkung konnte es mangels der nötigen Sammlung der Erosionskräfte in diesen obersten und stark aufgelösten Regionen nur untergeordnet kommen.

Daß die Hochgebirgsformen ältere Anlage zur Voraussetzung haben und nicht lediglich Erzeugnisse des Höhenklimas sind, geht auch aus ihrer höhenmäßigen Verbreitung hervor. Wohl steigen auch sie mit dem Betrage der Massenerhebung an, aber nicht in gleicher Weise wie die Schneegrenze. Während zum Beispiel im Wilden Kaiser Hochgebirgscharakter schon weit unter 2000 m beginnt, ist dies ohne entsprechende Hebung der eiszeitlichen Schneegrenze im Dachsteingebirge erst weit über 2000 m der Fall. Und in jedem einzelnen Gebiete setzen die Hochgebirgsformen, ganz unabhängig von der Lage der Schneegrenze, sehr verschieden hoch ein am oberen Rande einer Zone oberster Verflachungen, welche das älteste erhaltene Flächensystem vorstellt.

Viel eher besteht zwischen Schliftgrenze und unterer Hochgebirgsgrenze ein Zusammenhang insofern, als beide vielerorts zusammenfallen. Doch liegt dieser Zusammenhang nicht in einer grundsätzlichen Abhängigkeit der Hochgebirgsgrenze von der Schliftgrenze. Wohl können ehemalige Hochgebirgsformen, wenn sie unter die eiszeitliche Schneegrenze zu liegen kamen, teilweise ihren Hochgebirgscharakter verloren haben. Daneben gibt es aber auch Fälle, wo Gelände über der Schliftgrenze (und der eiszeitlichen Schneegrenze) keine Spur von Hochgebirgsformen aufweist. Wo Hochgebirgs- und Schliftgrenze zusammenfallen, besteht der Zusammenhang vielmehr in einer Abhängigkeit der Schliftgrenze von der Hochgebirgsgrenze als umgekehrt. Durch das Zusammenfallen beider ist die Ausprägung der Hochgebirgsgrenze nur verschärft worden im Sinne der diesbezüglichen Darlegungen Distels.¹⁾

Zu der rein morphologisch beschreibenden Charakteristik der Hochgebirgsformen muß daher ein räumliches und genetisches Moment gefügt werden: es sind die allseits schroff angewitterten Reste flächenhaft nicht bekannter älterer Formbestandteile über den Verflachungsresten des ältesten erhaltenen Abtragungsoberflächensystems. Damit scheiden auch jene untergeordneten Gebilde von an sich Hochgebirgsformen aus, die durch Abspaltung von nicht hochgebirgigen entstanden sind, wie zum Beispiel die Schlernzacken Santner- und Euringerspitze.

Das Hochgebirge stellt so die ältesten noch vorhandenen Formbestandteile überhaupt vor, die schon als solche, wenn auch ganz verschieden von dem heutigen Formzustand, gegeben waren, als die ganzen tieferen Formensysteme noch nicht aus der Gebirgsmasse herausgearbeitet waren. Das Alter der Hochgebirgsformen in diesem Sinne ist also zwischen der Zeit der strukturellen Fertigstellung der Alpen — die regional verschieden datiert — und jener der Ausbildung des ersten erhaltenen Abtragungsoberflächensystems (s. u.) anzusetzen; kann demnach, wenigstens zum Teil noch, als alttertiär bezeichnet werden. Hingegen ist der Kleinformenschatz des Hochgebirges jüngsten Datums und jeweils nur kurzfristigen Bestandes (ich möchte ihn daher nicht in irgendwelchem Sinne als „reif“ bezeichnen)²⁾.

¹⁾ Ergebnisse einer Studienreise in den zentralen Kaukasus. Abh. Hamb. Kol. Inst. XXII, 1914, S. 74 f. — Formen alpiner Hochtäler. Mitt. Geogr. Ges., Münch. 1912, S. 49.

²⁾ Ampferer, Zeitschr. d. D.-Ö. A.-V., 1915, S. 78.

2. Altmiocänes Oberflächensystem.

Morphologische Studien im Brennergebiete¹⁾ haben mich zu der Ansicht geführt: An die allseitig schroffen, im Kleinen durch Frostverwitterung geprägten Felsformen des Hochgebirges schließt nach unten eine Zone oberster Verflachungen an, welche Reste einer ältesten noch einigermaßen flächenmäßig erhaltenen Abtragungsoberfläche des Gebirges vorstellen, eines Oberflächensystems mit schon weithin bis zum Grade von Mittelgebirgsformen gediehenem Formenausgleich. In noch vergletscherten Gebieten tragen zugehörige Verflachungen die Firnfelder — durch ihre relative Flachheit hoch über den steil eingeschnittenen Tälern fallen dieselben im Alpenbilde weithin auf —, im gletscherfrei gewordenen Hochgebirge liefern sie die sanften oder nur mäßig steil ansteigenden Böden der höchstgelegenen oder Ursprungskare, an den Hängen der Täler gehören ihnen breitere und schmalere Streifen oberster Gehängemäßigung an. Außerhalb des engeren Hochgebirgsbereiches gehen sie in allmählicher langsamer Senkung in weichgeformte Bergrückenlandschaften — „Eck“-Bildung im Sinne Sölich's²⁾ — von Mittelgebirgscharakter über, welche die Haupttäler, das Inntal zum Beispiel, begleiten (E. Richters „Zone mit Mittelgebirgsformen“) und hier meist an oder nahe über der Waldgrenze liegen. Das hat, über das teilweise Zusammenfallen mit der klimatischen Waldgrenze hinaus, seinen Grund darin, daß die sanften Flächen auf ihnen Almböden liefern, die steileren Hänge unter ihnen nur für Waldwuchs geeignet sind.

Der absoluten Höhe nach reichen die Verflachungen am Scheitel der Ursprungskare und Firnfelder bis nahe an den First der Hochgebirgskämme hinan (bis nahe 3000 m), in tiefen Senken greifen sie auf den Kamm über (Oetztaler Hoch- und Niederjoch zum Beispiel); ist die Senke tief und breit genug, so tritt an Stelle des Hochgebirgskammes dann ein Mittelgebirgsstück ähnlich der Bergrückenlandschaft in den Randgebieten des Hochgebirges, das Mittelgebirge der Brenner-senke zum Beispiel. Die Höhenlage dieser hochgelegenen Mittelgebirgslandschaften wechselt mit der Lage im Längsprofil der Täler um ein paar Hundert Meter über bis wenige Hundert Meter unter 2000 m.

Dieses System oberster Verflachungen ist seinem Wesen nach unabhängig von der — erst lange später eingetretenen — Vergletscherung. Nur an der Prägung der Kleinformen hat Gletscherwirkung Anteil (Abschleifung des fluviatil-erosiven Reliefs, Ausschleifung von Felsbecken und Buckeln — Gletscherschlifflandschaft) und an der Verschärfung des Oberrandes durch Abtragungsvorgänge, welche an den hierhin zu liegen kommenden Bergschründen und Randspalten stattgefunden haben, im Sinne Distels oben zitierter Darlegungen.³⁾

¹⁾ Zeitschr. d. D.-Ö. A.-V., 1920, S. 12 f.

²⁾ Eine Frage der Talbildung, Penck-Festband, 1918, S. 66—92.

³⁾ Mehr als mit der Verschärfung einer schon vordem bestandenen Winkelbildung ist kaum zu rechnen; denn wollte man annehmen, daß die gesamte Winkelbildung erst durch das Einsetzen der Glazialerosion am Bergschrund bewirkt worden wäre, der Winkel also ausschließlich durch den Gletscher aus einem vordem gleichmäßig geneigten Gehänge herausgeschnitten würde, so müßten hier bei Bergschründen rezenter Gletscher an der mit dem Eise verwachsenen felsigen Rückwand Schliffwirkungen zu konstatieren sein, was nicht der Fall ist. Vgl. Zeitschr. f. Gletscherkunde XI, 1920, S. 164.

Wohl aber ist umgekehrt diese Zone oberster Verfaltungen maßgebend geworden nicht nur als Träger der Firnfelder der rezenten Gletscher, sondern namentlich auch für die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen, indem mit dem Tieferrücken der Schneegrenze diese ganzen weitausgedehnten und in hohem Grade speicherfähigen Areale mit in den Bereich der Firnbildung einbezogen wurden.

Von der Südseite des Inntales greift das System oberster Verfaltungen in voller Geltung auf die nördlichen Kalkalpen über. An der Arzler Scharte über Innsbruck zum Beispiel kehrt es in der Hochregion des südlichen Karwendelgebirges bei zirka 2000 m ü. M. vorzüglich ausgeprägt und erhalten wieder, höchst überraschend für den, der nach steilem Anstieg aus der Taltiefe die Höhe gewinnt. Wie heute noch in den Zentralalpen, trug es dort noch in später Postglazialzeit flache Firnfelder.

In sein talauswärts allmählich gesenktes Niveau laufen die Böden der berühmten Kare des Karwendel aus. Zur Auffassung derselben als „verlassene Talenden eines ausgeschalteten alten Reliefs“ wie Ampferer¹⁾ so treffend sagt, ist ganz selbständig auch E. Fels²⁾ gekommen³⁾. In entsprechenden Niveaus liegen das große „Platt“ des Wettersteingebirges (Unterrand bei 2000 m) und die breiten Böden (2200—2300 m) an den Jöchern der südlichen Lechtaler Alpen. Äquivalente am nördlichen Alpenrande vermute ich im Plateau des Zahmen Kaiser (1700—1900 m), vgl. Distel und Scheck⁴⁾, und in den mittelgebirgigen Höhen (um 1500 m) der Voralpen am Spitzstein und Geigelstein, weit im Westen dürfte das Gottesackerplateau (1800 bis 2000 m) im Allgäu⁵⁾ zugehören.

Zu grundsätzlich genau derselben Feststellung und Auffassung eines obersten Verfaltungssystemes ist nun nahezu gleichzeitig (die geringe Zeitdifferenz gilt nur für die Veröffentlichung) und völlig unabhängig von mir in einem weit abgelegenen Zentralalpengebiet, in der Ankogelgruppe, N. Creutzburg gekommen⁶⁾. Die Übereinstimmung geht soweit, daß sie fast zu Anklängen in der Ausdrucksweise führt. Creutzburg faßt diese oberste Verfaltungszone unter dem Namen „Firnfeldniveau“, einer sehr geeigneten Bezeichnung, da alle größeren heute noch aktiven Firnfelder der Ostalpen in diesem morphologischen Horizonte liegen. Es ist aber nicht nur die weitgehende Übereinstimmung bemerkenswert, zu der wir völlig unabhängig voneinander in weit abstehenden Gebieten hinsichtlich der Auffassung dieses obersten Flächensystems gekommen sind, noch wichtiger scheint mir die räumliche Ausdehnung ihres Geltungsbereiches. Für das zwischenliegende Zentralalpengebiet von den Zillertalern bis einschließlich der Sonnblickgruppe ist ihr Zutreffen — den Abschnitt vom

1) Z. D.-Oe. A.-V., 1915, S. 91.

2) Die Kare der Vorderen Karwendelkette, München, Riedel 1921, S. 16.

3) Vgl. die Abbildung bei Ampferer, S. 84.

4) Mitt. Geogr. Ges. München 1911, S. 97—166.

5) s. Eckert, Wissenschaftl. Erg.-Hefte z. Zeitschr. d. D.-Oe. A.-V. 1/3, 1902.

6) Ostalpine Formenstudien 2/1, 1921.

Venediger bis zum Sonnblick kenne ich allerdings nur stichprobenweise — kaum zweifelhaft.

Die besondere Wichtigkeit der Creutzburg'schen Arbeit aber liegt in der weiten Verfolgung des obersten Flächensystems weit nach Osten hin. Vom Brenner bis zum Ankogel ist es fast doppelt so weit, wie von da bis ins Lavanttal. Im Lavanttal aber sind wir schon im Bereiche jener „Hochflächen“ der kärntnerisch-steirischen Alpen (Sausalpe, Koralpe), die bereits seit langem in der Ostalpenmorphologie eine wichtige Rolle spielen, weil sie dank der Nähe bekannter Ablagerungen einer genaueren Altersbeurteilung zugänglich sind.

Die Ankogelgruppe läuft ebenso wie nach Süden und Norden auch nach Osten hin, am Katschberg, in eine „Zone mit Mittelgebirgsformen“ aus. Oestlich anschließend folgt das Mittelgebirge der Gurktaler Alpen mit Höhen von 2000—2300 *m*, nur vereinzelte Hauptgipfel ragen um Weniges darüber auf (bis 2440 *m*). Die im großen flachgewölbte Mittelpartie des Gebirges ist in zahlreiche, meist stumpfe Gipfel von 2400—2200 *m* gegliedert, nur die höchsten zeigen Ansätze zu Hochgebirgsform, den Südrand bilden die flachen Höhen der Millstätter Alpe (2100—2000 *m*), des Mirnock (2100—1850 *m*) und der Geilfitzer Alpe (1900 *m*). nach Norden (Murtal) treten zum Teil schon durch ihre Namen charakterisierte „Höhen“ (Mühlhauser Höhe, Würflinger Höhe, Pranker Höhe, Fraunalpe) in 2200—2000 *m* flach vor. Aber auch nach Osten senkt sich die allgemeine Gebirgsoberfläche, an der Grebenzen läuft sie in nicht ganz 1900 *m* aus. Kaum 20 *km* weiter SO erstreckt sich schon, in nordsüdlicher Richtung, der lange sanft bewegte Rücken der Sausalpe, mit Höhen von 2100—1800 *m*. Und weitere 20 *km* O verläuft, den Ostrand der Alpen bildend, der gleich hohe, nur noch längere, breite Rücken der Kor-, Pack-, Stub-, Glein-Alpe. Zwischen beiden Höhenzügen, die morphologisch augenfällig korrespondieren, liegt das Lavanttal.

Der Schluß auf morphogenetische Zusammengehörigkeit der Hochflächen beiderseits des Lavanttales mit den Verflachungen im „Firnfeldniveau“ der Ankogelgruppe, unter Vermittlung des Mittelgebirges der Gurktaler Alpen, liegt nahe. Er ist, wenigstens zum Teil, auch nicht mehr ganz neu: schon E. Slanar¹⁾ hat die Verflachungen in 1800—2100 *m* aus dem Gebiete der Kor- und Sausalpe durch die Gurktaler Alpen am Südrande der Zentralalpen entlang verfolgt bis ins Pustertal und dort auch schon den Zusammenhang mit den entsprechenden Bildungen der Sarntaler Alpen vermutet, wo dieses oberste Flächensystem nach meinen mittlerweile abgeschlossenen Untersuchungen²⁾ mit am schönsten entwickelt ist. Sehr schön sind Verflachungen in entsprechender Höhe auch im Bereiche der Lienzer Dolomiten erhalten, in den Karböden der Lavanter und Kerschbaumer Alpe, die Ampferer³⁾ abgebildet hat.

¹⁾ Geomorphologische Probleme in den östlichen Zentralalpen. Mitt. Geogr. Ges., Wien 1916, S. 281/82; die angekündigte Bearbeitung Slanars des Seetaler und Sausalpen-Gebietes ist leider noch nicht erschienen.

²⁾ Drucklegung im Verbands meiner „Südtiroler Geomorphologischen Studien“ in der Zeitschrift des Ferdinandeums Innsbruck bevorstehend.

³⁾ Z. D.-Oe. A.-V. 1915, S. 83/84.

Im Gebiete der Sau- und Koralpe kann die Frage nach dem Alter dieses heute hochgelegenen Flächensystems bereits als gelöst bezeichnet werden. Nach den exakten stratigraphischen Feststellungen A. Winklers¹⁾ sind Ausbildung und Funktionsdauer desselben eingegrenzt auf die Zeit vom Oligocän bis einschließlich Untermiocän und erfolgte seine Hebung in die heutige Höhenlage vornehmlich um die Mitte der Miocänzeit, zur Obermiocänzeit war sie, der Hauptsache nach, schon vollzogen. Gewiß gilt diese relativ genaue Altersbestimmung zunächst nur für die unmittelbar mit den miocänen Ablagerungen Steiermarks und Ostkärntens in Zusammenhang stehenden Gebiete und braucht sie nicht in genau derselben Begrenzung für das ganze Gebiet der damit parallelisierten Verflachungen weiter westlich zu gelten, ein wichtiger Anhaltspunkt ist damit jedoch auch für die Altersbestimmung dieser letzteren gegeben.

Die Hochflächen des Sau- und Koralpenzuges gelten, seitdem sich ihnen die morphologische Forschung zugewandt hat, als zusammengehörig mit den durch Götzingers Untersuchungen²⁾ klassisch gewordenen Hochflächen („Plateaus“) der nordöstlichen Kalkalpen (Schneeberg, Rax, Schneealpe, Veitsch, Hochschwab etc.). Die Konnexion wird nicht nur durch die räumliche Verbindung und die Korrespondenz der Höhenlage hergestellt, sondern auch durch an sich gleiche Altersbestimmung: untermiocän, eventuell noch oligocän. Schneeberg, Rax etc., sind hinwieder nicht zu trennen von den Hochflächen des Toten-, Dachstein-³⁾ und Tennen-Gebirges, des Steinernen Meeres und seiner Umgebung (Untersberg, Reiteralpe etc.), denen sich unter Vermittlung minder gut ausgeprägter Flächenstücke als letztes „Plateau“ vor dem Inntal jenes des Zahmen Kaisers anschließt. Auf dem weiten Umweg über das Ostende der Ostalpen ergibt sich für die morphologische Deutung des letzteren derselbe Schluß, wie er vermutungsweise von den hochgelegenen Verflachungen beiderseits des Inntales bei Innsbruck aus gezogen worden ist.

So sehr die morphologische Relation zur Umgebung in vielen Fällen auch dazu verleitet, von „Plateaus“, Verebnungen im engeren Sinne, zu sprechen, die dann auf Rumpfflächen im Sinne von Peneplains gedeutet werden könnten, wird doch übereinstimmend für alle Gebiete und von allen kritischen Autoren betont, daß es sich nicht um solche, sondern lediglich um Flächen schwächeren Reliefs, Hügel- bis Mittelgebirgslandschaften mit nur lokalen Verebnungen handelt.

In einem Punkte besteht eine wenigstens scheinbare Verschiedenheit zwischen den vorliegenden Verflachungen in den östlichen und

¹⁾ Ueber jungtertiäre Sedimentation und Tektonik am Ostrande der Zentralalpen. Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1914, S. 256—312.

²⁾ Ueber Alter und Entstehung der Oberflächenformen in den nordöstlichen Kalkalpen. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1918.

³⁾ Vgl. Krebs, Z. d. D.-Oe. A.-V. 1915, S. 1—42, und besonders Spengler: Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. Verh. G. R.-A. 1918, S. 130, und Die Gebirgsgruppe des Plassen- und Hallstätter Salzberges. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1918, Morphol. Teil, S. 450 f.

nordalpinen Gebieten einerseits, den westlichen bis mittleren zentralalpinen anderseits. Für jene müssen, abgesehen von ihrer Hebung im ganzen, wenigstens teilweise und in mäßigen Graden nachträgliche tektonische Verstellungen als nachgewiesen gelten, wenn schon die dadurch bewirkten Niveauveränderungen im einzelnen noch nicht durchaus so exakt festgestellt worden sind, wie zum Beispiel durch Spengler im Salzkammergut, und von den ursprünglichen, rein erosiv bewirkten Niveauverschiedenheiten noch nicht überall befriedigend auseinandergehalten werden können; in vielen Fällen ist besonders auch die Entscheidung noch nicht möglich, ob es sich um tektonisch verstellte Teile eines und desselben Flächensystems handelt oder ob die tieferen, andernfalls abgesunkenen, beziehungsweise in der Hebung zurückgebliebenen Elemente einem jüngeren tiefer angelegten Flächensystem zugehören. Für die Verflachungen im mittleren bis westlichen Zentralalpengebiete konnten derartige nachträgliche tektonische Vorstellungen noch nicht mit ähnlicher Bestimmtheit nachgewiesen werden. Weder Creutzburg noch mir ist bisher ein solcher Nachweis gelungen. Doch liegt es nahe, darin nur einen Mangel der Kenntnisse zu vermuten, bedingt durch größere Schwierigkeit der Feststellung in den vorwiegend kristallinen Gebieten der Zentralalpen. Vielleicht sind hier die von Hahn für die Nordalpen so betonten Querstörungen (durch OW-Bewegungen) in den quer über die Tiroler Zentralalpen ziehenden Aufwalmungen, gegeben, von denen Levy¹⁾ spricht. Aber auch wenn hier solche nachträgliche Veränderungen des alten Flächensystems in sich tatsächlich fehlen sollten, wäre das kein Hindernis für die morphogenetische Parallelisierung der verglichenen Flächenelemente in den einzelnen Teilgebieten der Ostalpen. Gerade im Osten, im kärntnerisch-steirischen Grenzgebirge, befinden wir uns in einem Randgebiete, das tektonischer Einwirkung besonders ausgesetzt war. Die Brüche, die den Kor-, beziehungsweise Saualpenzug westlich begleiten, lassen sich auffassen als Randspalten im Großen, denen als nicht gehobene, also relative Senkungszone die Täler Lavant und Görttschitz folgen, deren Bereich zum Teil auch nach der Hebung noch unter dem miocänen Wasserspiegel blieb. Ungestörte und in sich noch gestörte Gebiete können jedenfalls als Teile eines und desselben alten Flächensystems sehr wohl nebeneinander bestehen.

Aus dem Brennergebiete verfolgt man das System oberster Verflachungen einerseits nach Westen, durch die Oetztaler Alpen (besonders schöne Ausprägung in den Hauptgletscherbereichen) in die Silvretta (besonders schöne Ausprägung und Erhaltung in Samnaun und im obersten Fimbartal), anderseits in fortlaufenden Resten (besonders weitläufige Erhaltung in der Umrandung des Brixner Beckens und, wie schon erwähnt, beiderseits des Sarntales) bis an die große Talweitung von Bozen heran. Hier tritt zufolge der starken Auflösung des Gebirges und des weiten Zurücktretens genügend hoher Erhebungen eine Unterbrechung ein. Ringsum isolierte Verflachungen auf der Höhe des Rhönberges (Mendelrücken, 2100

¹⁾ Pet. Mitt. 1921, S. 94.

bis 2000 m) vermitteln aber doch zur schönen gut entsprechenden Hochfläche der Paganella (2100—1800 m), die im „Plateau“ des Monte Gazza von steilen Abhängen scharf umgrenzt gegen SW bis auf 1600 m abdacht. Weiterhin gibt die ausgezeichnet erhaltene Hochlandschaft des Bondone (Sohlenpartien bei 1500 m) den Anschluß an die hochgelegenen Verflachungen der Lessinischen Alpen; von dem nächstgelegenen Teilstück, dem Scanucchio, trennt den Bondone nur die tiefe Etschtalfurche.

Die (obersten) Verflachungen der Lessinischen Alpen¹⁾ schließen über die tief eingeschnittenen Talfurchen hinweg zu einer weit ausgedehnten Mittelgebirgslandschaft zusammen, die von Unterrändern (Sohlen- oder sohlennahen Partien) bei 1500—1600 m sanft bis auf die Gipfel (2100—2300 m) ansteigt; auch die höchsten von diesen zeigen nur einseitig, zufolge jüngeren Tiefenanschnittes, schroffe Formen. Nach Süden streicht die hochgelegene Mittelgebirgslandschaft in den Dreizehn Gemeinden und an dem morphologisch zugehörigen Monte Baldo in allmählicher Abdachung bei 1500—1300 m, hoch über der Po-Ebene, aus.

Noch besser als im Zuge des heutigen Etschtales läßt sich das System oberster Verflachungen am Westsaum der Etschbucht bis an den Südrand der Alpen verfolgen. Eine fast ununterbrochene „Zone mit Mittelgebirgsformen“ läuft den Ultner Bergen entlang ins äußere Sulztal, setzt sich in flachen Höhen beiderseits über Madonna di Campiglio fort zum „Dosso“ del Sabbione (2100 m) über Pinzolo und dann beiderseits des Rendena- und Chiesatales in einer ununterbrochenen Reihe ausgezeichneter Äquivalente in die südlichen Ausläufer der Adamellogruppe. Hier gelangt das System auf den Bergen des Caffaro- und Trompiatales mit zur schönsten Ausbildung und Erhaltung (2200—1800 m). Jenseits des Oglitales setzt es in völlig entsprechenden Resten weit westwärts in die Orobischen Alpen fort, wo schon Raßmus²⁾ auf diese auffallenden hochgelegenen Verflachungen aufmerksam gemacht hat. Im Adamellohochgebirge steigen sie mit den schönen stark geneigten Böden der Ursprungskare — ganz wie in den hohen Tauern — bis hart unter die zackig bleibenden Grate an.

Im Bereiche der Lessinischen Alpen, wo mir die Verhältnisse näher bekannt sind, konnte ich tektonische Veränderungen (abgesehen von der Gesamthebung) bisher nicht mit Bestimmtheit nachweisen; vielleicht aber ist im Gardaseegebiet, am Monte Baldo und in den Dreizehn Gemeinden doch ein ähnliches Herunterbiegen nach Süden gegeben, wie es Penck für das tiefere, pliocäne Flächensystem bei Salò beschrieben hat.

Aus den Lessinischen Alpen greift unser Flächensystem auf die stumpfen Rücken und Kuppen des Grappamassivs über. Weiter nach Osten wird seine Verfolgung schwieriger. Der Rücken des Col Vicentin (1765 m) und das Bergland NW der Tagliamentomündung

¹⁾ Klebelsberg, Ostalpine Formenstudien, III/17 1921.

²⁾ Zur Geologie der Vall' Adrara, Zeitschr. d. D. Geolog. Ges. 1912, S. 322 bis 341.

kommen nur nach Durchschnittshöhen, beziehungsweise Höhenkonstanz in Betracht; an weitläufiger flächenhafter Entwicklung fehlt es. Um so auffälliger treten ein paar isolierte Flächenstücke in der nördlichen Einfassung des Beckens von Belluno und dann weiterhin am Alpenrande über Aviano hervor, die nach ihrer Höhenlage verglichen und zur Verbindung nach Friaul und in die Julischen Alpen hinüber verwendet werden können. Das sind zunächst, auf den Bergen nördlich des Beckens von Belluno, die hochgelegene Verflachung (1800 bis 2000 *m*) der Vette (Grenzkamm gegen Primör; die Gipfel erheben sich mit Mittelgebirgsformen bis 300 *m* darüber, nur der Außenabfall des Gebirges ist schroff) und die ausgedehnte sanfte Mittelgebirgslandschaft (1700—2160 *m*) des Brandol. Beide sind das Ebenbild jener der Lessinischen Alpen. Dann die Hochlandschaft in der Umrahmung des Pian del Cansiglio (SO des Lago di S. Croce; der Piano selbst, 1020 *m*, ist 300—500 *m* tief darin eingesenkt; vgl. Fußnote S. 59) mit der breiten verkarsteten Rückenfläche (1300—1600 *m*) des Monte Ceresera, an die NO der Piano del Cavallo (1300 *m*) und die breiten verkarsteten Höhen (1300—1600 *m*) über Aviano anschließen¹⁾. Mitten in der Oeffnung des Tagliamentotales fällt das Plateau (1200 bis 1300 *m*) des Monte Simeone (1506 *m*) auf, das durch seine Flachheit und Lage die Zugehörigkeit zu einer korrelaten Tagliamentosohle wahrscheinlich macht. Oestlich davon steigen stumpfe Kammstücke zum Monte Piauris (1959 *m*) an, der das westliche Ende einer zwar stark zerschlissenen, doch auffallend höhenbeständigen Vorkette (1950—1800 *m*) der Julischen Alpen ist; ein paar Kilometer südlich läuft dieser eine zweite, äußere Kette parallel (Chiampon—Stol) mit noch auffallenderer Höhenbeständigkeit in 1600 bis 1700 *m* und kleinen Verflachungen in obersten Gehängepartien.

Etwas weiter alpeneinwärts und dementsprechend höher folgt dann schon die große altbekannte Karsthoehfläche (2300—1800 *m*) des Kanin (2592 *m*) als südwestlicher Vorposten eines allgemein in den Julischen Hochalpen um 2000 *m* ausgebildeten und erhaltenen obersten Verflachungs- und Verkarstungsniveaus²⁾. Es kehrt zunächst an der Nordseite der Kaningruppe wieder³⁾, in kleineren Resten am Rombon und Seekopf, den Ausläufern gegen die Flitscher Klause, jenseits dieser am Manhart (bei 1900—2100 *m*), am Razor (2100—2000 *m*) und besonders schön in der Triglavgruppe als breite Plattform (zirka 2400 *m*) am Fuße des obersten Gipfelaufbaues (2863 *m*), besonders großartig über den Schlußwänden des Vratatales⁴⁾. Vom

¹⁾ Nachtrag. Für das NO anschließende Gebiet Colvera — Meduna hat — wie mich nach Durchsicht der Korrekturbogen A. Winkler freundlichst aufmerksam machte — R. Stefanini in einer mir entgangenen Arbeit: *I bacini della Meduna e del Colvera in Friuli, Pubblicazioni del magistrato Veneto alle acque Nr. 20/21, 1912*, aus der Höhenbeständigkeit der Gipfel auf eine „älteste“ Abtragungsoberfläche in entsprechender Höhenlage geschlossen.

²⁾ Nachtrag. In einer mir leider entgangenen Vortragsnotiz: *Morphologische Studien im Isonzogegebiet, Mitt. d. Geogr. Gesellsch. Wien 1919, S. 140 bis 143* hat bereits A. Winkler seiner Erwähnung getan.

³⁾ Vgl. das schöne Bild bei Brückner, A. I. E., S. 1028.

⁴⁾ Vgl. die Abbildung des Rohnschen Reliefs bei Ampferer. *Zeitschr. d. D.-Ö. A.-V. 1915, S. 73.*

Triglav senken sich entsprechende oberste Verflachungen einerseits nach ONO ins oberste Kermatal, anderseits dem Kamm entlang nach SO, um an der Lavsevicca und dann wieder im Krn- und Kukgebiet breit auszuladen zwischen 2000 und 1800 m, bei 1800 m meist deutlich über steilem tieferen Gehänge absetzend. Letzte Flächenstücke gegen SO sind auf der Hradica und am Crna prst erhalten mit scharfem Unterrand bei 1800 m.

Dieser Auslauf der obersten Verflachungen in den Julischen Alpen nach SO hat besondere Wichtigkeit wegen des Vergleiches mit den von Kossmat beschriebenen¹⁾ tiefer gelegenen Verflachungen im nordöstlichen (Jelovce) bis südöstlichen (Veitsberg, Heiligengeist) Anschluß (s. u.).

Vom Triglav nach NO treten gleiche hochgelegene Verflachungsreste bis an das Tal der Wurzenener Save und das Rotweintal vor, wo sie hoch über den Jelovce—Veitsberg entsprechenden Flächen der Mrzaklja (1400 m) und Pokluka (1400—1300 m, s. u.) austreichen.

Jenseits des Savetales ist zunächst in den Karawanken der Kettencharakter des Gebirges der Erhaltung hochgelegener Verflachungsreste nicht günstig. In den Steiner Alpen aber, wo das Gebirge wieder größere Breite gewinnt, da kehren entsprechende Verflachungen wieder. In größerer Ausdehnung ist das der Fall mit der Karsthochfläche der Dovcja njiva (2000—1800 m) NO von Kanker und besonders im Osten mit den weiten verkarsteten Hochflächen (2000—1800 m) an der Ojstrica, Lucernas²⁾ „Ostplateau“. Dazu paßt am Rande gegen die Drautalniederung der stumpfe Gipfelrücken des Petzen (Verflachungen zwischen 2100—1900 m, die sieben Kammkoten der Spezialkarte schwanken nur zwischen 2034 und 2126 m). Fast im gleichen Niveau setzen nördlich der Niederung des Drautaales die Hochflächen der Kor- und Saualpe ein, womit wir wieder in das Gebiet zurückgelangt sind, wo die Altersbestimmung einer entsprechend hoch gelegenen Abtragungsoberfläche, wie wir sie nun in größeren oder geringeren Resten fast durch die ganzen Ostalpen verfolgt haben, als untermiocän gelungen ist.

Daß die Verbindung nicht durchaus im Verhältnis der heutigen Höhenlage zu suchen ist, ist nicht nur möglich, sondern vielmehr wahrscheinlich. Je größer die Lücken sind und je näher an die geologische Gegenwart heran in einzelnen Gebieten die Wirksamkeit tektonischer Vorgänge reicht, desto mehr muß mit der Möglichkeit nachträglicher oder mit dem Hebungsprozesse verbundener tektonischer Störungen gerechnet werden. Vielleicht sind auf solche die zum Teil beträchtlichen Niveaudifferenzen der Unterränder für die verschiedenen Teilgebiete zurückzuführen.

Allen zur Rekonstruktion herangezogenen Oberflächenteilen gemeinsam ist die stark flächenhafte Entwicklung, das schwache Relief, so daß, von den überhöhenden Hochgebirgsgraten abgesehen,

¹⁾ Die morpholog. Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet. Z. G. f. Erdk., Berlin, 1916, S. 573—602, 645—675.

²⁾ Gletscherspuren in den Steiner Alpen. Geogr. Jahresbericht aus Oesterreich, IV., 1906, S. 12.

Höhen- wie Tiefenlinien gleichmäßig unscharf ausgeprägt sind und man daher auch im engeren Sinne zutreffend von einem „Oberflächensystem“ oder einer Abtragungsoberfläche spricht. Je mehr hingegen die Oberflächenentwicklung in der Folgezeit nach der Tiefe zu fortschritt, um so stärker prägte sich der Oberflächencharakter im Sinne von Talsystemen aus.

3. Altpliocänes Oberflächensystem.

In die schöne hochgelegene Mittelgebirgslandschaft am Brenner sind tiefere Talsysteme eingesenkt. Ein oberstes streicht 400—500 *m* über dem Paß mit breiten Verflachungen, Felsterrassen, aus, ein nächsttieferes wird durch das flach verlaufende, im Süden wie Norden scharf abgeschnittene Paßtal (um 1300 *m*) selbst vorgestellt. Zwei entsprechende Talsysteme lassen sich in Terrassenresten durch das Eisack¹⁾ und Etschtal²⁾ südwärts verfolgen bis an den Gardasee. In den Lessinischen Alpen gehören dem oberen Niveau vermutlich die Hochflächen von Vielgereut, Lafraun und Asiago an, die sich randlich im unteren Etsch- und Asticotol bis an 900 *m* senken, am Alpenrande noch etwas tiefer, bis 800 *m*, während das tiefere (von mir hier „trambilenische“ genannte) in den Terrassen um Rovereto (bei 700—500 *m*) und dem Hügelland am Südfuße der Alpen, im Veronesischen (bei 500—300 *m*), entwickelt ist.

Alpeneinwärts schließen die beiden Terrassensysteme, ebenso wie andere, die sich nur nicht so konstant und allgemein verfolgen lassen, an Stufen im Längsprofile oder Mündungsstufen der Seitentäler ab, das untere endigt jeweils am Fuß der Stufe, auf deren Höhe das nächsthöhere in die Sohle innerer (oberer) Talabschnitte übergeht. Die Beziehungen der Lage von Stufen und Schlüssen in Haupt- und Nebentälern hinsichtlich ihres Horizontalabstandes (Verzögerung mit Abnahme der Wasserkraft) hat Lehmann³⁾ in der Adamellogruppe mustergültig verfolgt.

Je weiter talein die Stufen gerückt sind, desto höhere Schlüsse bilden sie meist, die größten und schönsten sind in der Regel (nicht immer) jene, die in die Zone oberster Verflachungen des Gebirges, unser altmiocänes Oberflächensystem, eingesenkt sind; ihr Boden entspricht meist dem oberen der beiden Hauptterrassensysteme. Die Gletscher haben diese zeitweisen Talschlüsse zu Trogschlüssen, die mit ihnen abschließenden Talstrecken zu Trogtälern ausgestaltet. In vielen Tälern kommen mehrere solche Trogschlüsse nacheinander vor (was rein glazialerosiv kaum zu erklären wäre), der innerste ist dann meist am besten erhalten, weil von der nachmaligen Abtragung noch am wenigsten betroffen. Je tiefer die Terrassensysteme, mit Mündungsstufen von Seitentälern um so vorderen Ranges streichen sie ins nächstübergeordnete Tal aus. Je jünger die Erosionsphase, um so weniger

¹⁾ Penck, A. i. E., S. 893. Zur Morphologie des Eisacktales vgl. weiters Machatschek, Tal- und Glazialstudien im unteren Eisackgebiete. Mitt. Geogr. Ges. Wien 1909/1910; Klebelsberg, Südtiroler Geom. Studien. Ferd. Ztschr. 1912.

²⁾ Penck, A. i. E., S. 909. Klebelsberg, Less. Alpen, S. 4, f.

³⁾ Abh. d. Geogr. Ges. Wien, 1920.

weit talein ist sie im allgemeinen vorgeschritten, was wohl zusammenhängt mit der immer stärkeren Behinderung bei zunehmender Tiefe.

Die präglaziale Anlage der Trogschlüsse ist durch eine Reihe neuerer morphologischer Arbeiten in verschiedenen Gebieten der Ostalpen erwiesen worden¹⁾.

Am Gardasee glaubt Penck²⁾ Anhaltspunkte für eine Relation des oberen Niveaus zur Stratigraphie des padanischen Jungtertiärs gefunden zu haben, wonach hier dieses Niveau in 400 m Meereshöhe unter altpliocäne Ablagerungen einfällt, mit denen es alpeneinwärts stark aufgebogen ist. Die Aufbiegung (Hebung) spiegelt sich in der Sedimentausbildung deutlich wieder³⁾: über ältesten, dem Piacentin angehörigen Tegelschichten folgen nach oben zu immer gröber werdende Konglomerate. Jedoch sowohl die Verbindung mit dem Pliocän als auch die Gesimsesystematik am Uebergang aus dem heutigen Etschtal ins Gardaseegebiet — Penck⁴⁾ faßt hier sein „oberes“ Niveau sehr weit, zwischen 900 und 700 m — ist noch nicht gesichert genug, um daraus bestimmte Schlüsse ziehen zu lassen.

Aus dem Piavegebiet hat Brückner⁵⁾ dieselben zwei Terrassensysteme ins Becken von Belluno und an den Alpenrand verfolgt, ohne daß sich für die Altersbestimmung des oberen direkte Anhaltspunkte ergaben⁶⁾. Wohl aber konnte auch hier ihr Aufbiegen alpeneinwärts, zufolge junger biegungsweiser Hebung der Alpen, nachgewiesen werden⁷⁾. Dasselbe gilt für das Tagliamentogebiet⁸⁾.

In ähnlicher Höhe wie durch das Rienz- ins Etschgebiet ziehen obere Terrassen aus der Scheitelregion von Toblach auch ins Draugebiet. Aber auch wenn sie sich bis ins Becken von Klagenfurt verfolgen lassen sollten, ist dort nicht viel Aussicht auf die Möglichkeit einer Altersbestimmung mit Hilfe des (mittelmiocänen) Sattnitzkonglomerats, das wohl auf ungefähr gleichzeitige starke Erosionstätigkeit und dafür maßgebende Gebirgshebung schließen läßt, ohne aber bisher bestimmte Beziehungen zur Formentwicklung der Umgebung ergeben zu haben⁹⁾; es läßt nur soviel feststellen, daß die unter seine Oberfläche (bis 929 m) eingreifende Talbildung jünger ist als die tektonische Beeinflussung, die es noch erfahren.

¹⁾ Distel, Formen alpiner Hochtäler, 1912. Lehmann, Die Bodenformen der Adameillogruppe und ihre Stellung in der alpinen Morphologie. Abh. Geogr. Ges. Wien, XL, 1920. Creutzburg, Ankogelgruppe, 1921.

²⁾ Penck, A. i. E., S. 909.

³⁾ Penck, A. i. E., S. 883.

⁴⁾ S. 909.

⁵⁾ S. 981 f.

⁶⁾ S. 992.

⁷⁾ S. S. 993.

⁸⁾ Brückner, S. 1018 f. — Nachtrag. In dem zwischenliegenden Colvera-Meduna-Gebiete hat Stefanini (siehe Fußnote S. 56) pliocäne Landoberflächenreste beschrieben; die höheren von ihnen sind wahrscheinlich dem oberen der beiden Hauptterrassensysteme zu parallelisieren. Stefanini stellte Zunahme der Hebung nach Westen hin fest, weshalb A. Winkler (briefliche Mitteilung) den Pian del Consiglio (vgl. S. 56) lieber als pliocän denn miocän betrachtet.

⁹⁾ Vgl. Penck, S. 1098 f. Penck nimmt für das Sattnitzkonglomerat obermiocänes Alter an.

Bestimmte Schlüsse auf das Alter eines dem betrachteten oberen Terrassensystems der westlichen Ostalpen sehr wahrscheinlich entsprechenden Oberflächensystems im SO ergaben erst die — in ihrer Begründung auf genaue stratigraphisch-tektonische Aufnahmen vorbildlichen — morphologischen Feststellungen Kossmats im Isonzo- und Savegebiet¹⁾. Kossmat gelangte hier zum Schlusse, daß die Hochflächen des Triestiner Karstes (Sessana, Comen, Doberdo), des Hochkarstes (Birnbauer und Ternovauer Wald, Loitscher Karst, Heiligengeist, Veitsberg) und der östlichen Ausläufer der Julischen Alpen (Wochein) verschieden hoch gehobene Teile einer ursprünglich einheitlichen stark verflachten (doch nicht bis zum Grade einer Peneplain) Abtragungsoberfläche sind, welche dislozierte sarmatische Schichten noch kappend übergreift, hingegen von pontischen Ablagerungen bereits übergreifen wird, die also dem Alter nach an die Grenze von Miocän und Pliocän zu liegen kommt. In den östlichen Julischen Alpen steigt die Verflachungslandschaft mit den Hochflächen beiderseits der Wochein (Jelovce im SO, Pokluka und Mrzaklja im NW) bis auf 1400 m, mit letzten Ausläufern über der berühmten Komarcawand (westlich des Wocheiner Sees) sogar bis 1600 m an.

Sowohl Kossmat²⁾ wie Brückner³⁾ sind nun zwar geneigt, die früher erwähnten (S. 56) höchstgelegenen Verflachungen der Julischen Alpen in diese alte Oberfläche mit einzubeziehen, da sie „allmählich ineinander verlaufen“ sollten. Allein gegen eine solche Annahme sprechen die Verhältnisse in der Natur und indirekte Anhaltspunkte. Letztere sind in dem relativ jugendlichen Alter der Hochflächen des Pokluka-Jelovce-Systems gegeben, das nach den Befunden am steirischen Alpenrand (s. S. 53) lange nicht der ältesten, höchsten Abtragungsoberfläche angehören kann. Wenn anders die beiderseitigen Altersbestimmungen richtig sind — und sie scheinen gut begründet —, dann muß, wo nur das Gebirge hoch genug aufragt, über dem frühestens spätmiocänen Pokluka-Jelovce-System ein noch höheres und älteres Flächensystem erwartet werden, das altmiocäne der Kor- und Saualpe, der östlichen Nordalpen usw. Daß ein und dasselbe Flächensystem für so wenig weit entfernte Gebiete so verschieden alt sein, beziehungsweise sich seine Ausbildung von der einen zur anderen Stelle durch so lange Zeit hingezogen haben sollte, ist um so weniger anzunehmen, als beide, wenigstens zu Teilen, dem Rande desselben Pannonischen Beckens angehören. Da erscheint die Annahme viel näherliegend, daß die älteste flächenmäßig erhaltene Abtragungsoberfläche im Karst jünger ist als jene in den Alpen, mit anderen Worten, daß in den Alpen über den gemein-

¹⁾ Kossmat, Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet. Z. d. G. f. Erdkunde Berlin 1916, S. 573—602, 645—675. — Nachtrag. Vgl. a. Vortragsbericht A. Winkler: Morphologische Studien im Isonzogegebiet, Mitt. d. Geogr. Gesellsch. Wien 1919, S. 140—143. Die zugehörige angekündigte Hauptarbeit A. Winklers erscheint im Jahrbuch der Geol. Bundesanstalt 1922.

²⁾ S. 661.

³⁾ A. i. E. S. 1054/55.

samen noch ältere höhere Flächenelemente vorhanden sind. Vor allem aber sprechen die morphologischen Verhältnisse in den östlichen Julischen Alpen selbst ganz entschieden gegen eine Zusammenlegung der höchsten Verflachungen in den Julischen Hochalpen mit dem Pokluka-Jelovce-System. Auch die obersten Verzweigungen und Ränder des letzteren setzen noch beträchtlich unter den ersteren aus, beziehungsweise diese streichen — besonders deutlich zum Beispiel die hohen Flächenstücke am Kuk und an der Hradica — hoch über jenem aus. Zwischen beide ist ein trennendes Hangsystem geschaltet, kein vermittelndes Uebergangsgelände. Schon die Karte läßt daran keinen Zweifel ¹⁾.

Für die Auffassung des Hebungsvorganges bleibt es gleich, ob man Pokluka-Jelovce-System und oberstes Verflachungssystem als zusammengehörige oder verschiedene Flächensysteme gemeinsam gehoben sein läßt. Die südlicheren Teile des ersteren Systems hingegen sind in jedem Falle, nach Kossmat, an den auch sonst festgestellten tektonischen Trennungsf lächen staffelweise stärker in der Hebung zurückgeblieben, je weiter Süd sie liegen.

Auch im Isonzogebiet hebt sich die schöne Hochfläche des Kanin deutlich hoch über den tieferen Flächensystemen ab, die zur Verbindung mit den Aequivalenten des Pokluka-Jelovce-Systems beiderseits der unteren Idria in Betracht kommen.

Beim gegebenen Stand der Kenntnisse können daher auch in diesem südöstlichen Grenzgebiete der Alpen zwei Hauptflächensysteme auseinandergelassen werden, die der Höhenlage nach denen in westlicheren Teilen der Ostalpen entsprechen, sich hier im Osten nur eben auch nach den Altersbeziehungen, unabhängig von dem Höhenverhältnis, auseinandergelassen lassen: ein höheres, älteres, altmiocänes und ein tieferes, jüngerer, etwa altpliocänes.

Bei der Gemeinsamkeit der Erosionsbasis mit dem Savegebiet (Pannonisches Becken) sind Aequivalente zu den Hochflächen des Pokluka-Jelovce-Systems auch im steirischen Gebiete zu erwarten. Sie finden sich in der Grazer Bucht und ihrer Umrandung. Hier sind in einem Niveau um 800 m zahlreiche Reste einer alten weitläufig entwickelten Abtragungsoberfläche erhalten, die besonders durch Aigner eingehend behandelt worden sind ²⁾. Das Alter dieser

¹⁾ Nachtrag. Die Trennung der Verflachungen in den Julischen Hochalpen von jenen des Pokluka-Jelovce-Systems entspricht auch der Auffassung Winklers, wie dieser mir mittelt und in dem mir entgangenen Vortragsbericht auch schon veröffentlicht hat (Mitt. d. Geogr. Gesellsch. Wien 1919, S. 142). Es heißt dort, nach Behandlung des tieferen, altpliocänen Hochflächensystems: „Anzeichen älterer, miocäner Talböden finden sich sowohl am Matajur als insbesondere in den Julischen Alpen. In letzteren läßt ein von stark verfestigter Gebängebreccie überlagerter Terrassenrest am Südabfall des Krn ein tieferes Niveau in etwa 1600 m Höhe erkennen, während eine in zirka 2100 m Höhe gelegene Landoberfläche einem höheren Niveau entspricht. Das Krn- und Triglavplateau und die Hochflächen des Canin werden letzterem zugezählt.“ Dasselbe grundsätzliche Auseinanderhalten hat auch schon Stefanini (siehe Fußnote S. 56) vorgesehen, indem er die Spuren der höchstgelegenen Abtragungsoberfläche im Colvera-Meduna-Gebiet für viel älter hält als die tieferen pliocänen.

²⁾ Geomorphologische Studien über die Alpen der Grazer Bucht. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1916, S. 293–332.

Abtragungsoberfläche ist in Uebereinstimmung mit Aigner auch von Winkler¹⁾ etwas jünger angesetzt worden, als das der Hochflächen im Savegebiet, nämlich als oberpontisch. Doch gilt diese enge Zeitbestimmung wohl nur für das Ende der Funktionsdauer, die Ausbildung der Fläche hingegen muß wohl auch hier schon beträchtlich früher begonnen haben²⁾ und anderseits ist auch die Altersbegrenzung der Flächen im Savegebiet nach oben hin nicht völlig scharf, ihre Funktionsdauer reichte jedenfalls bis in die pontische Zeit hinein; Kossmat³⁾ sagt ausdrücklich, „spätestens“ müsse „die Verebnung abgeschlossen gewesen sein“, erst „vor Beendigung der Ablagerung“ der sogenannten Belvedereschotter des südsteirischen Hügellandes. Die beiderseitigen Altersbestimmungen dürften daher auf eine gemeinsame mittlere Linie zu bringen sein, wie ja von vornherein die Einheitlichkeit der Abtragungsvorgänge im Großen bei der Gemeinsamkeit der Lage zum Pannonischen Becken kaum zweifelhaft sein kann. Mit der Bezeichnung „altpliocän“ dürfte man einen sicheren Durchschnittswert treffen⁴⁾.

Im Salzkammergut kam Spengler⁵⁾ für 1200—1400 m hoch gelegene Talungen, die rund 400 m in die „Kalkplateaus“ (altmiocäne Oberfläche) eingesenkt sind, und die schon Krebs⁶⁾ erwähnt hat, schätzungsweise zur Annahme obermiocänen bis pliocänen Alters. Dabei sind auch diese Flächenelemente noch von starken Verwerfungen betroffen worden.

4. Jungpliocänes-präglaziales Oberflächensystem.

In ziemlich gleichmäßigem Abstand, 200—400 m, unter dem altpliocänen Flächensystem ist in allen größeren südlichen Alpentälern ein weiteres großzünftig entwickeltes Terrassensystem beobachtet und bis an den Alpenrand hinaus verfolgt worden. Wir haben es schon zusammen mit dem oberen aus dem Etsch-, Piave- und Tagliamentogebiet kennen gelernt. Auch im Inntal ist es zum Teil in sehr schöner Ausbildung und Erhaltung vertreten, hier gehören ihm zum Beispiel die sogenannten Innsbrucker Mittelgebirge an, soweit sie in Fels (nicht in Schottern) liegen⁷⁾. Auch in den Nordalpen-

¹⁾ Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliocäns. Jahrb. d. Geol. St.-A. 1921, S. 1—48.

²⁾ Die Zulässigkeit der versuchten Verbindung der Aufschüttungsoberfläche der pontischen Schotter mit jener Abtragungsoberfläche im Grundgebirge scheint mir sehr fragwürdig.

³⁾ S. 667.

⁴⁾ Nachtrag. A. Winkler äußerte sich hierzu in dem Sinne, daß hier ein (komplexes) Flächensystem vorliege mit wenigstens zwei deutlich getrennten (Teil-)Niveaus. Beide seien altpliocän, das tiefere sicher spätpontisch, da es noch den spätpontischen Basalt am Hochstraden übergreife.

⁵⁾ Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales. V. G. R.-A. 1918, S. 130 bis 140. Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges. Jahrb. d. G. R.-A. 1918. Morph. Teil, S. 450 f.

⁶⁾ Zeitschr. d. D.-Oe. A.-V. 1915, S. 14.

⁷⁾ Vgl. darüber Referat von E. Nowak, Geol. Rundschau, Bd. IX, 1918, S. 178—189.

tälern stehen höheren, älter-präglazialen Oberflächenresten solche untere Terrassen gegenüber ¹⁾).

In Anlehnung an Penck und Brückner wird „das untere“ Terrassensystem der südlichen Alpentäler meist mit dem unmittelbar präglazialen Talboden in Zusammenhang gebracht (abweichend davon hält zum Beispiel Lehmann im Rendenatal das obere Terrassensystem dafür ²⁾). Von glazialerosiven Gesichtspunkten aus ist dabei dieses Alter mehr vorausgesetzt als erwiesen worden. Greifbar sind nur jene Altersbestimmungen, welche an stratigraphische Relationen am Alpenrand anknüpfen. Diese Versuche werden erschwert durch die Unsicherheit der Abgrenzung jungpliocäner und altquartärer Ablagerungen und durch die Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse dieser Grenze. Penck hat im westlichen Gardaseegebiet eine Relation zu ermitteln gesucht ³⁾; er verbindet die Oberfläche der Tertiärauftragungen (250—200 m) südlich Salò einerseits unter Annahme gleichmäßigen Abstieges mit der Tertiäroberfläche (nach der Karte zirka 150 m) an der Basis der Quartärablagerungen bei Cantrina am Chiese, andererseits mit dem 25 km NO von Salò gelegenen Gesimse von Tremosine (Unterrand 414 m), das er als den nächstgelegenen Abschnitt des unteren Terrassensystems betrachtet ⁴⁾ und kommt so zu einem Wahrscheinlichkeitsbeweis für das unmittelbar präglaziale Alter des unteren Terrassensystems. Brückner ⁵⁾ hat im Quertal der Piave das untere Terrassensystem (400; zugehörige Sohle 300 bis 250 m) so nahe an den Gebirgsrand heran verfolgt, daß es mit größter Wahrscheinlichkeit mit der vorzüglich korrespondierenden Denudationsfläche (um 200 m) des unmittelbar vorgelagerten Montello verbunden werden kann, für dessen Nagelfluhbildungen Brückner andererseits sehr wahrscheinlich macht, daß sie Aufschüttungen aus jener Zeit neubelebter Erosionstätigkeit sind, welche an die Hebung des älteren, altpliocänen Oberflächensystems anschloß. In ähnlichem Niveau (220—200 m) fand Brückner 10 km nördlich des Montello, 12 km NO des Piaveausgangs, bei Premaor im Soligotale die Sohle des Altquartärs erschlossen (steilgestellte Tertiärschichten). Hier muß daher der Altersbestimmung des unteren Terrassensystems als unmittelbar prädiluvial die größte Wahrscheinlichkeit zugesprochen werden ⁶⁾.

¹⁾ An neuerer Literatur vergleiche besonders Müller, Die diluviale Vergletscherung und Uebertiefung im Lech- und Illergebiet. Jahrb. d. Preuß. Geol. L.-A. 38, 1918, und Levy, Diluviale Talgeschichte des Werdenfölsler Landes und seiner Nachbargebiete. Ostalpine Formenstudien 1/1, 1920.

²⁾ Lehmann, Adamello, S. 42 f.

³⁾ A. i. E. S. 909.

⁴⁾ Tatsächlich läßt sich dieses in einer ganzen Reihe von Resten und Andeutungen allmählich absteigend über Gaino-Pulciano (270 m), bis nahe an Salò und das 250—200 m-Niveau der Tertiäroberfläche heran verfolgen.

⁵⁾ A. i. E. S. 974, 992.

⁶⁾ Brückner bestimmt die Montellofläche noch enger als altquartär, präglazial-postpliocän, ja schon die Nagelfluhaufschüttung des Montello als postpliocän. Er ist geneigt, die Montellofläche nicht unmittelbar mit dem unteren Terrassensystem zu verbinden, sondern sie zeitlich, etwas jünger, der Oberfläche des älteren Deckenschotter von Farro bei Premaor gleichzusetzen, da beide in gleicher Weise von Ferretto bedeckt werden. Zwingende Gründe dafür sehe ich nicht. Als Abtragungsfläche scheint mir die Montellofläche vielmehr besser mit

Aus dem Isonzogebiet ist von Aequivalenten eines unteren Terrassensystems altbekannt das großartig erhaltene Tal von Cepovau, das durchschnittlich 300 m tief in die altpliocäne Hochfläche Ternovaner Wald—Heiligengeist eingeschnitten ist, dabei noch fast 400 m über den rezenten Tiefenlinien liegt. Es ist neuerdings durch Kossmat¹⁾ wieder als vordiluvial bestimmt worden²⁾.

Was die Zeit betrifft, aus der die weitere Vertiefung der Täler, unter die prädiluvialen Sohlen, datiert, so ist darüber aus den Ostalpen wenig Bestimmtes bekannt. Aber auch hier ist, nach der Lagerung der Höttinger Breccie im Innale zum Beispiel, zumal bei ihrer Auffassung als Mindel-Riss-Interglazial³⁾ wahrscheinlich, daß sie ähnlich, wie dies für die Schweizer Alpen nahezu sichergestellt erscheint⁴⁾ bis zur Mitte der vorletzten („großen“) Interglazialzeit bereits vollendet war.

Im steirischen Gebiete konnten die jüngsten, postpontischen Phasen der Oberflächenentwicklung in neuester Zeit durch Winkler⁵⁾ und Sölich⁶⁾ sehr detailliert verfolgt werden, ohne daß eines der vielen Niveaus mehr denn vermutungsweise als das unmittelbar prädiluviale bezeichnet werden könnte⁷⁾.

Getrennt zu halten von der Frage nach dem Alter des unteren Terrassensystems und der Zeit, in der die weitere Vertiefung erfolgte, ist die Frage nach den Vorgängen, welche dieselbe bewirkten. Für die Altersbestimmung des Systems als präglazial (wobei die genauere Einreihung in jüngste Pliocän oder älteste Quartär offen bleibt) und mithin jene der späteren Talvertiefung als quartär spricht

der Sohle als mit der Oberfläche des Deckenschotters von Farro bei Premoor zu parallelisieren; die gemeinsame Ferritbedeckung beider Ablagerungen setzt nicht deren Altersgleichheit voraus. Gegen allzu junge, quartäre Altersbestimmung spricht doch die noch verhältnismäßig starke tektonische Beeinflussung der Montellonagelfuh (Schiefe bis zu 20°) in der westlichen Fortsetzung bei Montebelluna. Auch muß die Hebung des pliocänen Oberflächensystems im angrenzenden Alpengebiet, die die Geröllzufuhr förderte, schon beträchtlich vor dem Ende der Pliocänzeit eingesetzt haben, damit präglazial bereits ein so stark ausgebildetes tieferes Talesystem vorhanden sein konnte. Dafür andererseits, daß auf die Ausbildung des letzteren schon so bald die Ausbildung wieder einer neuen ausgedehnten Abtragungsoberfläche wie jener des Montello gefolgt wäre, fehlen innerhalb des Alpeorandes Anzeichen.

¹⁾ S. 650.

²⁾ Kossmat (S. 668) ist allerdings geneigt, dem Cepovaner Tale ein höheres, pliocänes, nicht unmittelbar prädiluviales Alter zuzusprechen. — Nachtrag. A. Winkler (briefliche Mitteilung) betrachtet das Cepovaner Tal als mittelpliocän und nimmt an (Mitt. d. Geogr. Gesellsch. Wien, 1919, S. 140), daß seine Ausbildung der zweiten, späteren von zwei noch im Pliocän eingetretenen Unterbrechungen der aufsteigenden Schollenbewegung und der Tiefenerosion entstammt. Auf die erste, frühere Unterbrechung gingen „zirka 100 m in die alte Landschaft eingeschnittene Böden und Karstmulden“ zurück.

³⁾ Vgl. Penck, Abh. d. Preuß. Ak. d. W. 1920, Phys.-Math. Klasse Nr. 2. Berlin, 1921.

⁴⁾ Vgl. Heim, Geologie der Schweiz, S. 295, 352.

⁵⁾ Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliocäns. Jahrb. Geol. St.-A. 1921, S. 19–25.

⁶⁾ Das Grazer Hügelland. Sitzungsber. d. Wiener Ak. d. W. 130. Bd., 1921, im Probedruck eingesehen.

⁷⁾ Ueber die eiszeitliche Talgeschichte dieses Gebietes vgl. Sölich, Forschgn. z. D. Landes- und Volkskunde. Heft 4, 1917.

große Wahrscheinlichkeit. Hingegen stößt die Deutung jener Vorgänge als vorwiegend glazial auf kaum überwindliche Schwierigkeiten. Denn die bedeutende Unterschneidung des — angenommen — unmittelbar präglazialen Oberflächensystems beschränkt sich nicht auf den Bereich ehemaliger Vergletscherung, sondern ist sehr deutlich und bis zu gleichen oder entsprechenden Tiefenbeträgen auch in dem ganzen zugehörigen Hügelland ausgeprägt, das, großenteils völlig unberührt von eiszeitlicher Vergletscherung, dem Südfuß der Alpen entlang zieht von Brescia bis gegen Udine, insbesondere im Veronesischen und Vicentinischen, sie ist wie im vergletscherten, so auch im unvergletscherten Isonzogebiet gegeben und macht auch im Drautale nicht an der Gletschergrenze halt, sondern geht darüber hinaus bis ins gletscherferne östliche Alpenvorland. Wohl kann die quartäre Talvertiefung im Vergletscherungsbereiche durch die Gletscher, wenigstens zum Teil, ausgeführt worden sein, nicht aber kann bei der gegebenen Verbreitung der Erscheinung die Vergletscherung den ursächlichen Ausgangspunkt der Erscheinung gebildet haben, sondern dieser muß, ganz ähnlich wie für die Ausschaltung der älteren, höheren Oberflächensysteme — die Homologie der Erscheinung macht ja ohnehin schon Analogie des Vorganges wahrscheinlich — in einer relativen Senkung der Erosionsbasis, Hebung des Gebirges, sei dieselbe nun bruch- oder biegungs-(flexur-)weise erfolgt, gelegen sein. Das bestätigen auch die Tiefbohrungen in der venetianischen Ebene, die 200 m unter der Oberfläche noch nicht die Fortsetzung der Quartärsohle erreicht haben, die am Gebirgsrande bis 200 m über der Ebene ausstreicht. Von anderen Gesichtspunkten aus ist Levy¹⁾ für das inneralpine Loisach-Isar-Gebirge zu dem ähnlichen Schlusse gekommen, daß auch dort die quartäre Talvertiefung nicht glazial bedingt, sondern nur, teilweise wenigstens, glazial ausgeführt worden ist, daß das Grundlegende auch dort in quartärer Hebung des Gebirges bestanden hat. Noch besser hat man in der Schweiz die Wirkungen einer starken quartären Gebirgshebung kennen gelernt²⁾, die das Einschneiden der Täler bis zu den tiefsten Tiefenlinien im Grundgebirge zur Folge hatte, während später im wesentlichen keine Vertiefung, sondern nur mehr Zuschüttung erfolgt ist. Auch der Zeitpunkt der Hebung konnte dort genauer festgestellt werden, sie fällt in den Beginn der zweiten, „großen“ Interglazialzeit.

Das letzte, tiefste Flächensystem der Alpen, das der Beobachtung zugänglich ist, ist jenes der heutigen Talsohlen. Absolut ist es nur das letzte, jüngste, nicht aber das tiefste, denn dieses ist in den Haupttälern — wie für die Schweiz schon Du Pasquier³⁾ betont hat — fast allenthalben verschüttet, mit mächtigen Quartärablagerungen zugedeckt, auf deren Oberfläche erst die heutigen Talsohlen liegen. Diese sind ein akkumulatives, kein erosives Oberflächensystem und daher jenen älteren Flächensystemen nicht vergleichbar. Die Vorgänge, welche diesen Zustand bewirkt haben, dieses regressive Stadium der Talentwicklung, stehen im Mittelpunkt der Er-

¹⁾ Werdenfeler Land.

²⁾ Vgl. Heim, Geol. d. Schweiz, Heft 4/5.

³⁾ Heim, Geol. d. Schweiz, S. 389.

örterung, ohne daß schon eine Klärung in Sicht wäre. Nur soviel stellt sich wohl mehr und mehr heraus, daß im allgemeinen nicht Stauungen durch äußere Hindernisse, Ablagerungen oder Gletscherbarren vorliegen, sondern die Verschüttung anderweitig durch Gefällsverminderung, Rückfälligerwerden der Felssohle, oder durch klimatische Veränderungen bedingt wurde. Rückfälligkeiten der Felssohle können dabei gewiß in vielen Fällen durch Gletscherkolk bewirkt worden sein, glaziale Tiefenerosion; daß dieselbe, neben seitlicher Ausschleifung, auch in den Alpen beträchtliche Beträge, bis an 100 m, erreicht hat, wird durch jene Karbecken erwiesen, für die einstweilen wenigstens andere Erklärungsmöglichkeiten nicht zur Verfügung stehen.¹⁾ Die Bohrungen im Inntale, über die Ampferer berichtet hat²⁾, haben aber gezeigt, daß die quartäre Einschotterung der großen Alpentäler nur zum Teil Felsbecken erfüllt, im übrigen sowohl im vertikalen wie im horizontalen Sinne weit darüber hinausreicht. Und für die nachweisbare Rückfälligkeit der Felssohle erschwert im Falle des Inntales das Ergebnis der Bohrungen, wie Ampferer betont, erst noch die Annahme glazialerosiver Entstehung, die Schichtfolge der Füllmasse weist nämlich eine Wiederholung der Verlandungsserie auf. Bei glazialerosiver Beckenbildung wäre eine einfache Verlandungsserie, gleichsinniges Fortschreiten der Verschüttung vom feineren zum gröberen Sedimentkorn, zu erwarten. Eine lokale tektonische Verbiegung der Felssohle aber im horizontalen und vertikalen Beckenausmaße, wie sie Ampferer annimmt, kann man sich kaum vorstellen, ohne daß auch die Reste der älteren Flächensysteme, der Felsterrassen, entsprechend verbogen werden wären, was nicht der Fall ist. Andererseits ist mit der Annahme eines einheitlichen, gleichsam blockweisen Rücksinkens der Alpen im ganzen gegenüber dem Vorland nicht das Auslangen zu finden, denn die Reste der älteren Flächensysteme zeigen diesbezüglich ein regional ganz verschiedenes Verhalten: im einen Falle haben sie ihr Gefälle anscheinend unverändert beibehalten, im anderen, und zwar nicht nur in Quer-, sondern auch in Längstätern — worauf unlängst P. Beck aufmerksam gemacht hat³⁾ — haben sie das Gefälle verloren. Soweit also überhaupt tektonische Vorgänge mit im Spiele sind — und das scheint insbesondere auch nach den neuerlichen Darlegungen Heims über die Zürichseeterrassen⁴⁾ kaum mehr zweifelhaft — muß jedenfalls mit ihrer regionalen, und zwar sowohl qualitativen wie quantitativen Differenzierung gerechnet werden.

Die Kenntnis des tiefsten erosiven Flächensystems, das ist jenes, das dem heutigen Talsystem zugrunde liegt, steht so in gewissem Sinne zurück hinter der älterer Oberflächensysteme, deren Reste wir an den Hängen entlang ziehen sehen — freilich mit vielfachen Unterbrechungen und in nicht immer eindeutiger Folge. Das räumlich be-

¹⁾ Vgl. zum Beispiel Lautensach, Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. Zeitschr. f. Gletscherk. IX. 1914, S. 1—41.

²⁾ Jahrb. d. Geol. St.-A. 1921, S. 71—84.

³⁾ Ecl. Helv. 1921, S. 160.

⁴⁾ Geol. d. Schweiz, S. 404 f.

ständigere Element sind die sie trennenden Hangsysteme. Die Gesimse, Terrassen können auskeilen, die Hangsysteme darüber und darunter bleiben konstant, soweit talein nur die jüngere Tiefenerosion fortgeschritten ist, und lassen oft noch durch deutliche fortlaufende Winkelbildung die systemmäßige Trennung erkennen. Sie kommen daher in erster Linie für den Versuch der Aufstellung einer morphologischen Formel in Betracht, die man zum Beispiel erhält, wenn man Zeichen für die Hangsysteme untereinander setzt und für jene Stellen im Profile, wo die trennenden Terrassensysteme in Resten oder Andeutungen erhalten sind, mit Bruchstrichen trennt. Die Nebeneinanderstellung der Formeln für aufeinanderfolgende Talquerschnitte ergibt sodann auch die Formel für das Tal im Längsprofil, indem die unteren Gesimsesysteme taleinwärts fortzu in Wegfall kommen und schließlich das oberste Gesimsesystem in die oberste Verflachung übergeht; korrelate Mittelgebirgsformen oder aber darüber noch absetzende Hochgebirgsformen schließen Quer- und Längsprofil ab. Die Gesamtformel für die Ostalpen, soweit es sich um die hier behandelten großen, bis jetzt in allgemeinerer Entwicklung bekannt gewordenen Flächensysteme handelt, würde — A gesetzt für die bis mindestens ins Alttertiär zurückreichenden Hochgebirgsformen, M = miocäne, P = pliocäne, Q = quartäre Hangbildung — taleinwärts fortschreitend lauten:

$$\begin{array}{cccccc} \underline{A} & \underline{A} & \underline{A} & \underline{A} & A \text{ eventuell } (A)^1 \\ \underline{M} & \underline{M} & \underline{M} & & & \\ \underline{P} & \underline{P} & & & & \\ \underline{Q} & & & & & \end{array}$$

Dr. H. Mohr. Ueber den vermeintlichen Fund von Karbonpflanzen bei Mariensee im Wechselgebiet (Niederösterreich).

Im Jahre 1907 berichtete G. A. Koch über Funde von Pflanzenabdrücken, die ihm durch einen ehemaligen Schüler aus der Gegend von Mariensee westlich Aspang übermittelt wurden. „Einem Schüler von uns, dem Großgrundbesitzer *Seibekker* in Mariensee“, heißt es an der zitierten Stelle, „verdanken wir seit drei Jahren den ersten Nachweis von schönen karbonischen Pflanzenresten im Wechselgebiete.“²⁾

Als ich im Jahre 1907 meine geologischen Studien im Semmeringgebiet begann und — in der Folge — diese allmählich auch auf den südlicher gelegenen Wechselstock ausdehnte, war es mein verehrter Lehrer, Professor V. Uhlig, der mich auf diesen interessanten Vermerk aufmerksam machte und die persönliche Bekanntschaft mit Professor Kochs Schüler in Mariensee vermittelte.

¹⁾ Das heißt, das Talgebiet schließt nach oben mit der altmiocänen Flächenslandschaft (Mittelgebirge) ab.

²⁾ G. A. Koch: Ueber einige der ältesten und jüngsten artesischen Bohrungen im Tertiärbecken von Wien. Rede anlässlich der feierlichen Inauguration des für das Studienjahr 1907/08 gewählten Rektors der k. k. Hochschule für Bodenkultur in Wien 1907, S. 28.