

Die

„Ostalpinen Formenstudien“

verfolgen als Hauptziel die planmäßige Sammlung eines möglichst reichen Beobachtungsschatzes über die Formengestaltung der Ostalpen. Zahlreiche theoretische Erörterungen der letzten Jahre haben sowohl für die Grundfragen der Glazialmorphologie als auch ganz besonders für den voreiszeitlichen Werdegang der Alpen seit dem Abschlusse der tertiären Gebirgsfaltung immer wieder gezeigt, auf welch schwankem Boden viele der landläufigen Begriffe und Anschauungen stehen, weil es eben bisher in den meisten Fällen an ausreichender Einzelkenntnis aller in Betracht kommenden Tatsachen gebrach. Es soll nun angestrebt werden, diesem empfindlichen Mangel abzuhelpfen.

Wichtig erscheint hier besonders auch die Gewinnung ins Einzelne gehender Vorstellungen über das präglaziale Landschaftsbild der Ostalpen, denn nur so wird die Unterscheidung vorpräglazialer Formenelemente und ihrer Zusammenhänge überhaupt erst möglich.

Rein theoretische Abhandlungen sollen ausgeschlossen bleiben, sie kommen am besten in den bestehenden Fachzeitschriften zur Geltung.

Ohne Rücksicht auf seine Stellung zu den herrschenden Lehrmeinungen ist jeder zur Mitarbeit eingeladen, welcher aus dem Gebiete der Ostalpen dem eiszeitlichen, nacheiszeitlichen und auch voreiszeitlichen Formenschatze Einzeluntersuchungen widmet.

Zur bequemeren Übersicht über den gewonnenen Stoff werden die „Formenstudien“ auf einzelne Abteilungen verteilt, welche größere Räume zusammenfassen.

Die Abhandlungen erscheinen in zwangloser Folge als selbständige Hefte von beliebigem Umfang.

Alle Sendungen werden an den Verlag zu Händen des Herausgebers erbeten.

Die Verlagsbuchhandlung
Gebrüder Borntraeger
Berlin W 35 Schöneberger Ufer 12a

Der Herausgeber
Dr. Fr. Leyden
Berlin

Auf solche Abteilungen verteilen sich die einzelnen Abhandlungen in folgender Weise:

(Fortsetzung 3. Umschlagseite)

Ostalpine Formenstudien

herausgegeben von

Dr. Friedrich Leyden

Abteilung 3 Heft 2



Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes (SO-Tirol)

von

Robert Schwinner
Graz

Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln



Berlin

Verlag von Gebrüder Borntraeger
W 35 Schöneberger Ufer 12a
1923

Geol.B.-A. Wien



0 000001 638134

ich dann das Suganer Gebiet kennen vom Sommer 1917 ab als Kriegsgeologe beim 11. Armeekommando, zuerst in Trient, mit Frontbereich Tonale—Valpiana, dann nach dem Durchbruch von Karfreit in Levico mit der Front zwischen Astico und Piave. Da die Sieben Gemeinden bei Dr. v. Pia gut aufgehoben waren (von dem eine diesbezügliche Veröffentlichung in Aussicht steht), konnte ich meine Tätigkeit auf den östlichen Teil konzentrieren. Besondere dienstliche Aufgaben führten mich in den Fontanasecca-, den Beretta- und den Frenzelaabschnitt, längere oder wiederholte Aufenthalte nach Feltre, Fonzaso, Arsiè, Vannini, Barricata, Borgo (Civaronaabschnitt), Tesino, Primör. Unbekannt blieb mir ein Stück zwischen Lamon und Imer, die westliche Astagruppe; nur flüchtig besehen: Bellunobecken und Alpenaußenrand.

Große Bedeutung für morphologische Arbeiten haben die verwendeten topographischen Karten. Viel Gutes läßt sich gerade hier nicht sagen. Österreichische und italienische Aufnahmen stimmen schlecht, ja sogar die österreichischen nicht untereinander. Mir standen die Pläne 1:25 000 zur Verfügung, deren italienischer Teil ein unveränderter Abdruck der tavoletta ist; Zusammenstoß schlecht, auf Blatt Sagron z. B. klafft ein weißer Fleck von ca. 2 qcm an der Grenze! Es wird sich nicht vermeiden lassen, die Höhenziffern aus dieser Karte zu zitieren, obwohl sie kaum allgemein zugänglich ist und die Ziffern auch nicht immer mit der Spezialkarte 1:75 000 übereinstimmen. Als Übersichtskarte ist Ravenstein 1:250 000 zu empfehlen; zu einem gewissen Teil kann auch die „morphologische Karte“ verwendet werden, die Klebelsbergs gleich zu besprechender Arbeit beigegeben ist.

In der älteren Literatur findet unser Gebiet überhaupt nicht viel Erwähnung, insbesondere auf die Morphologie bezieht sich nur sehr wenig. Weiter darauf einzugehen ist wohl nicht nötig, da all diese kleinen Notizen in der ersten zusammenfassenden Darstellung verarbeitet sind, die Brückner¹⁾ gegeben hat, allerdings recht knapp und in einzelnen Stücken in die Darstellung der Eiszeit hineinverwoben. Neuestens hat Klebelsberg²⁾ im Anschlusse an seine Studien auf den Hochflächen von Vielgereut, Lafraun usw.

1) Penck, A., und Brückner, E., Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. III. — Brenta- und Piavegletscher, S. 955—1003.

2) Klebelsberg, R. v., Zur Morphologie der Lessinischen Alpen. Ostalpine Formenstudien III/1. Berlin 1921.

recht ausführlich auch die Morphologie der Suganer Gegend besprochen. Auf die Angaben dieser beiden Forscher wird noch oft zu verweisen sein.¹⁾

II. Geologische Vorbemerkungen

1. Geologische Literatur und Karten

Die geologische Literatur ist etwas reicher als die morphologische, allein zusammenfassende Darstellungen, wie sie der Morphologe als Grundlage seiner Arbeit wünschen möchte, sind nur in älteren Arbeiten²⁾ zu finden. In erster Linie ist da Mojsisovics zu nennen (bzw. für unser Gebiet sein Mitarbeiter R. Hoernes) und im Anschluß gegen S und O Taramelli. Die diesen Arbeiten beigegebenen geologischen Karten sind aber (trotz evtl. großen Maßstabes) nur als Übersichtskarten zu werten.

Neuere Arbeiten³⁾ liegen nur von einzelnen Teilgebieten vor. So das Spezialkartenblatt 5547 oder Zone 21, Col. V., Borgo und Fiera di Primiero, aufgenommen für die k. k. Geologische Reichsanstalt von G. B. Trener. Jenseits der Grenze erwies es sich als ziemlich flüchtige Arbeit. Störend wird besonders der Fernerstehende empfinden, daß mit Ausnahme einiger kleiner Notizen in den Verhandlungen keine Erläuterungen oder beglei-

1) Diese beiden Arbeiten sollen einfach zitiert werden mit Br. bzw. Kl. und Seitenzahl.

2) Mojsisovics, E. v., Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Mit Atlas, 1:75 000. Wien 1879. — Taramelli, T., Carta geologica della provincia di Belluno, 1:172 000, und ein Heft Spiegazioni. 1881. — Derselbe, Geologia della provincia Venete. Mem. pres. a. Ac. dei Lincei. 1881. — Negri, A., Carta geologica della provincia di Vicenza. 1884. Herausgegeben von Dallago. Vicenza 1901.

3) Trener, G. B., Über ein oberjurassisches Grundbreccienkonglomerat in Judikarien (Ballino) und die pseudoliassische Breccie des Mte. Agaro in Val Sugana. Verh. R.-A. 1909. — Derselbe, Geologische Spezialkarte von Österreich, herausgegeben v. d. K. K. R.-A. S.-W.-Gruppe, Nr. 89. Wien 1910. — Dal Piazz, G., Alpi Feltrine. Mit Karte, 1:10 000. Padova 1907. — Derselbe, Alpi Orientali. Mit Profilserie, 1:50 000. Padova 1912. — Derselbe, Descrizione geologica del bacino della Piave. Magistrato alle Acque. Uff. idrograf. pubbl. Nr. 74, Venezia 1918.

tende Arbeit erschienen ist. Über die östlichen Gegenden hat G. Dal Piaz eine Reihe von Arbeiten veröffentlicht. Seine Beschreibung der Berge nördlich von Feltre ist ausgezeichnet; das Muster einer Monographie einer Gebirgsgruppe. Sehr brauchbar ist die kurze Zusammenstellung in den *Pubbl. del Magistrato alle acque*. Allerdings betrifft sie nur einen Teil unseres Gebietes.

Sommer 1918 ließ ich bei Kriegsvermessung 11 eine „kriegergeologische Spezialkarte“ und ein Heftchen Erläuterungen drucken — wird wohl auch jetzt noch vom Militärgeographischen Institut in Wien erhältlich sein —, in die einige Verbesserungen bereits aufgenommen werden konnten. Eine Skizze des geologischen Baues der Valsugana liegt ziemlich vollendet bei mir und wird hoffentlich auch einmal gedruckt werden. Ausführlicheres kann ich nicht in Aussicht stellen, da im Durcheinander des November 1918 meine Aufnahmskarten und ein Teil meiner Notizen verloren gegangen sind, was aus dem Rest und aus dem Gedächtnis nur zum Teil wieder rekonstruiert werden konnte.

2. Die Gesteine und ihr Einfluß auf die Oberflächengestaltung

Das Grundgebirge besteht zum Großteil aus phyllitischen Schiefen und Gneisen. Gegen mechanischen und chemischen Angriff wenig widerstandsfähig, leicht aufblättern und verwitternd, bedecken sie sich schnell mit mächtiger Verwitterungskruste; Abspülung und Gekrieche modellieren jene charakterlosen, runden Kuppen und Rückenformen, die das Gebirge nördlich der Brenta zwischen Persen und Borgo durchaus zeigt, und die für die morphologische Analyse viel weniger günstig sind als für die Alpwirtschaft. Die häufigen Ganggesteine heben sich gelegentlich als Rippen und Mäuerchen heraus; im großen sind sie aber auf die Oberflächenform von geringem Einfluß, ebenso der kleine Dioritstock bei Roncegno. Dagegen scheint der große Granitstock der C. d'Asta ursprünglich einen Härtling gebildet zu haben; auch heute noch überragt das Granitgebiet beträchtlich die umliegenden Berge seiner Schieferhülle.

Das unterste Stockwerk des darüberfolgenden Schichtgebäudes ist kaum viel widerstandsfähiger und unterscheidet sich nach seinen Formen wenig vom liegenden Phyllit; denn im Suganer Gebiet herrschen in Perm, Unter- und z. T. Mittel-Trias

weiche Gesteine, rote Sandsteine und Mergel, Porphyrtuffe und ähnliches vor; die geringmächtigen Kalke kommen morphologisch kaum zur Geltung und nur dort, wo feste Quarzporphyrlavadecken besser entwickelt sind, wie in der Lagorai-Cauriolkette, erscheinen schroffere Formen.

Dagegen ist die obere Hälfte der Trias und der untere Jura durch eine Folge von Dolomiten und Kalken, meist ziemlich dickbankig oder massig, vertreten, zwischen denen die stellenweise eingeschalteten dünnen Mergelhorizonte morphologisch gar nicht hervortreten. Wo diese wohl 1500 bis 1800 m mächtige Platte fester Kalk fast sählig und wenig gestört liegt, wie zwischen Etsch und Brenta, ist schon allein durch die Gesteinsbeschaffenheit der Typus der Tafelgebirge vorherbestimmt. Die Steilhänge und wilden Wände, in denen die Tafel abbricht, werden bekrönt und begrenzt vom Karnies des oberen Jura, an vielen Stellen „cengia“ genannt: einer Hohlkehle entsprechend den Hornsteinschiefern, und über diese vorgewölbt das wulstige Wändchen des roten Ammonitenkalkes, eines Schichtgliedes, das trotz geringer Mächtigkeit im Landschaftsbild stark auffällt und als hauptsächlichster wasserhaltender Horizont auch für seine Ausgestaltung von ziemlicher Bedeutung ist. Über ihm folgen sanftere und, wenn auch dürftig, doch stets begrünte Hänge; die untere Kreide ist reiner weißer Kalk (Biancone), die obere fleischrot, etwas mergelig (Scaglia); beide dünn geschichtet und oberflächlich in Scherben zerfallend, daher im Landschaftsbild nicht zu unterscheiden, zumal auch der Mergelhorizont zwischen beiden¹⁾ nirgends auffällt.

Alttertiär in Flyschfazies (Sandsteine, Mergel und Nummulitenkalke) bis einschließlich der Grünande und Nulliporenkalke der Schioschichten dürften einstmals über das ganze Gebiet von Treviso—Belluno—Borgo und über Trient zum Gardasee ziemlich gleichmäßig ausgebreitet gewesen sein; heute sind Reste davon nur in den tiefsten Synklinalen erhalten, und noch spärlicher sind die Reste der Miozän-Molasse (Nagelfluh und Sandsteine), die offenbar schon mit ihrem Absatz auf eine Bucht Belluno—Borgo beschränkt war. Nur am Alpenrand tritt das

¹⁾ Diese Mergel der mittleren Kreide können leicht mit Eozän verwechselt werden. Sicher sind es diese (und nicht Eozän), die ober Rivai, N von Arsiè, und W von Kirche Lamon anstehen, wonach in Dal Piaz, A. Orient., Profil 1 und 2 und Treiners Karte richtigzustellen.

Tertiär formenbestimmend auf: Auf den Steilabschwung der mesozoischen Randkette folgt eine tiefere Subsequenzfurche in den älteren Mergeln usw. und dann eine Zone höherer Hügel in den (steilauferichteten) pontischen Konglomeraten, die nur hier außen und auch da bereits auf festem Lande, nicht mehr aber in den Innensenken abgelagert worden waren; und nach einer weiteren Senke (in dieser bei Cornuda ein Rest marinen Pliozän-Mergels) ein Zug flacher Rücken aus Altquartärkonglomerat.

3. Der Gebirgsbau

Wie schon in der Einleitung erwähnt, trennt die Suganer Störungszone zwei sehr verschiedene Gebirgsteile. Nördlich von ihr ist das südosttirolische Hochland, wenn wir von den kleineren tektonischen Komplikationen absehen, eine Schar weitgespannter, aber tiefgreifender Falten, die etwa von W gegen O (etwas zu N) streichen und von denen jedesmal die südlichste, die an die Valsuganaüberschiebung tritt, die höchste ist. So bricht von Centa—Caldonazzo bis Primör in der von der C. d'Asta beherrschten Randantiklinalen kristallines Grundgebirge auf, meist auf Jungmesozoikum und stellenweise sogar auf Tertiär südwärts aufgeschoben. Östlich vom Cison sinkt die Randantiklinale im Streichen (tektonisch betrachtet; orographisch entsprechen gerade dem abgesunkenen Flügel der Cismoneflexur die höchsten Gipfel der Palagruppe), doch treffen wir noch von Mis bis Agordo und sogar noch weit im NO bei Lorenzago analoge Aufbrüche von Grundgebirge.

Im Gegensatz zu diesem bis ins Grundgebirge greifenden Faltenbau ist die Außenzone der Südalpen von der Etsch bis zur Brenta, ja bis zum Piave und weiter östlich noch im wesentlichen ein Tafelland. Nicht daß Störungen gänzlich fehlen würden, allein aus ihren Formen (Brüche, Flexuren und insbesondere typische Kofferfalten) kann man schließen, daß das Grundgebirge wenig oder gar nicht in den Faltenwurf eingeht, sondern eine einfache Randschwelle bildet. Abgesehen von der Aufwölbung (kristalliner Aufbruch) um Recoaro liegt auch hier wieder der der Suganerzone zugekehrte Rand der Tafel am höchsten und ist stellenweise sogar ebenfalls etwas nach N überschoben.

Die Suganer Störungszone ist im W ganz schmal; von Barco ab schiebt sich zwischen beide Schollen im Armentarazug ein schmales, S-fallendes Schichtpaket — wie ein im Randgraben ver-

sunkenes und nachträglich überfahrenes Stück Mittelschenkel der Asta-Antiklinale —, von Borgo ab schwenkt jedoch der Rand der Sieben-Gemeinden-Tafel in OSO, also von dem wie bisher (im großen und ganzen) ONO weiterstreichenden Rand der C. d'Asta-Scholle weg, und im Winkel zwischen beiden entwickelt sich ein Bündel W—O streichender Falten, die zwischen beiden Schollen eine fast kontinuierliche Verbindung herstellen. Besonders das Randgebirge, dessen Tafel sich gegen O in zwei Faltenzüge auflöst, schließt sich restlos an, während am N-Rand der Hiatus immer noch groß genug bleibt, daß man von einer Valsuganalinie im Sinne des Ausstriches einer großen Bewegungsfläche sprechen kann.

Ein etwa in der Mitte gelegenes Profil, also z. B. Calmandrino—Broccone—C. di Lan—Grappa—Crespano zeigt eine von N gegen S absteigende Treppe: die oberste Stufe ist das Kristallin der östlichen Astagruppe; über die Suganer Hauptüberschiebung treten wir hinab auf die nächsttiefere Stufe, die hochgelegene flache Synklinalen des Brocconepasses; sanfter Anstieg und steiler, ebenfalls z. T. überschobener Abschwung der Coppolo-Kniefalte leitet wieder eine Stufe tiefer ins Tesino-Lamonbecken, das entsprechend dem W—O streichenden Kamme des M. Picosta eine sekundäre (und auch nicht durchlaufende) Längsteilung aufweist. Südwärts wölben sich die Schichten neuerlich zur C. di Lan empor und brechen dann an einer Überschiebung zur untersten Stufe ab, der Mulde von Arsiè. S davon, drüberm Cison, schwingen sich die Schichten wieder, zuerst steiler, dann flacher zur breiten Kofferfalte des Grappazuges empor, um schließlich in gewaltiger Abbeugung — „Flexur des Alpenrandes“ — unter die jüngeren Bildungen der Ebene unterzutauchen.

Gegen O setzt sich Alpenrandflexur und Grappa-Antiklinale im Col-Visentin-Zug fort (wenn wir hier von der sekundären Einmuldung Quero—Alano absehen). Die Lan-Überschiebung läuft zwischen Avena und Aurin gegen O aus, und nach Wegfall der trennenden Antiklinale verschmelzen die beiden Synklinalen von Arsiè und Lamon zum breiten Becken von Feltre—Belluno. Die Coppolokniefalte löst sich los und wird im Pavionezug zur Kofferfalte, während gleichzeitig die flache Brocconesynklinalen sich vertieft, verschärft und bereits im M. Colsento eine zusammengeklappte Isoklinalmulde ist. Und ostwärts von Primör schaltet sich zwischen sie und die Cereda—Mis—Agordo weiterstreichende Hauptüberschiebung die neue Antiklinale des Sass di Mur.

Die Sieben Gemeinden stellen ebenfalls eine gegen S absteigende Treppe vor: Vom hochgelegenen N-Rand sinken die Schichten gleichmäßig und ziemlich sanft fallend gegen S, aber in der Linie M. Erio—Longara—Meletta usw. stellen sie sich plötzlich steil und tauchen mit knieförmiger Biegung unter die Mulde Gallio (Ghel)—Asiago (Schlägen). S von dieser wenig ansteigend gegen die Randkette, von der die Randflexur bereits zur Ebene hinabführt. Diese Randflexur ist nun die unmittelbare Fortsetzung derjenigen des Grappa, somit ist die Kofferfalte des Grappa in der Randkette, gesenkt und ohne die N blickende Flexur, und die Mulde von Arsiè in der von Asiago, höher und viel flacher, fortgesetzt; genau wie im Pavione-Coppolo-Zug: eine im O selbständige Kofferfalte verschmilzt nach W mit der Plateaustufe.

Die Melettaflexur ist zweifellos mit der Lanantiklinale zu parallelisieren; man kann sie aber nicht unmittelbar verbinden, sondern zwischen beiden liegt die Verwerfung von Tezze. Der NO-Rand der Sieben-Gemeinden-Tafel ist eingebault und liegt tiefer als die Melettaflexur und ebenso tiefer als die entsprechenden Schichten an der C. di Campo. Genau durch den Ort Tezze streicht NW—SO eine Verwerfung (steil NO fallend, bei Tezze liegt der NO-Flügel 400 bis 500 m höher als der SW-Flügel),¹⁾ die um den Col dei Barchi schaufelförmig umbiegt und als ONO streichende, N fallende Schubfläche über Rivai und Roa rossa di Frassenè fortzieht, wahrscheinlich in die Einsattlung zwischen Avena und Aurin und im Bellunobecken ausläuft. Längs dieser Linie ist die Antiklinale Mte. Avena—C. di Lan—C. di Campo auf die Mulde Arsiè—Fastro—Frizzone aufgeschoben. Sieht man die Fortsetzung der Lanantiklinale im Lisser, so müßte an der Tezzeverwerfung auch eine nicht unbeträchtliche Blattverschiebung

1) Bei Primolano liegt der rote Ammonitenkalk beiderseits gleich hoch (350 bis 400 m). Auf der Westseite des Tales steigt er dann scharf über Frizzone—Orneca bis 1100/1200 m, auf der Ostseite steigt er dagegen langsam und bricht an einem Felskopf gerade über Tezze 800 m hoch in der Wand ab. Hoch drüber erscheint dann an der C. di Campo die fast eben nach N weiterstreichende Fortsetzung. Ich zweifle nicht im geringsten, daß hier „Faltung“ im weiteren Sinn vorliegt, verdanke auch Herrn D. v. Pia die Mitteilung, daß man von unmittelbar gegenüber eine Umbiegung sieht, im Tobel selbst findet man nur wüst geklüftetes Cyklopenblockwerk zwischen beiden Enden, die man — wenn jemals dies Wort am Platz war — als „gegeneinander verworfen“ bezeichnen muß. Dal Pia z, Alpi Orientali, Profil 1, ist danach zu verbessern.

(O-Flügel nach N verstellt) vorgekommen sein. Klüfte und kleine Verwerfungen, die der Tezzeverwerfung ungefähr parallel sind, trifft man in der Umgebung viel, sowohl in der Lanantiklinale (V. Pisciacane) als auch Brenta-abwärts (z. B. V. Cesilla). NWwärts ist um Grigno die Verwerfung beinahe völlig ausgeglichen; ich glaube aber, daß sich hier eine Störung (wahrscheinlich Blattverschiebung) anschließt, die längs dem Grignobach sich bis in den Granit fortsetzt.¹⁾

Die verwickelten Verhältnisse des Beckens von Borgo können nur in den größten Umrissen geschildert werden. Der Armentarazug biegt von ONO über NO in NNO um, über S. Giorgio und S. Pietro nach Torcegno; dann ist die tektonische Fortsetzung des Brentatales bei Marter in dem Tälchen W vom S. Pietro-Rücken und die des Sellatales in dem breiten Becken O von Burgen zu sehen. Das tektonische Motiv des Armentarazuges wiederholt der ihn ablösende Staffel Civaron—Lefrè, nur ist auf der Strecke Bieno—Strigno dieses Stück Mittelschenkel mit der Astaantiklinale fast in normalem Verband; die darauf folgende Synklinale ist dafür desto abnormer gebaut. Das Miozän des Grabens Olle—Mga. Civaron—V. Coalba—Ospedaletto—V. Pissavacca ist derart verdreht und eingezwickelt, daß man annehmen muß, es wäre ursprünglich schon in einer tiefeingeschnittenen Furche abgelagert, diese Kerbe (Ampferer) aber nachträglich noch von beiden Seiten, von S und N her, zugeschoben worden.

Es läge nahe, im Lefrè—Civaron die S-wärts geschleppte Fortsetzung der Coppolo-Agaro-Flexur zu sehen, allein die aneinander-

1) Dafür spricht, außer dem ganz auffällig geradlinigen Verlauf dieses Tales von Grigno bis über die Scharte nach V. Regana, das Zurückspringen der Granitgrenze bei Malene, das Umbiegen der Agaroflexur (wie geschleppt) und die Spezialfältchen zwischen Castel und Cinte Tesino, die nicht W—O, sondern NNW streichen. Trener zeichnet allerdings einen Ober-Jurazug, der die Klamm des Grignobaches ungebogen und unverstellt übersetzt. (?) Von der Straße aus habe ich in dieser nicht gerade leicht zugänglichen Schlucht einige etwas merkwürdige Schichtverbiegungen gesehen.

Die Molasse fällt bei Ospedaletto nach NW, untern Lefrè, bei Olle SO unter die C. Dieci ein und steht dazwischen in der Coalba saiger; in einem Graben, der oben enger als unten zu sein scheint. Sie enthält Brandungskonglomerate, aber auch feine Sandsteine, kann also nicht in einem Graben, wie er heute vorliegt, abgesetzt worden sein. Besonders weil sie heute an Werfener Schichten stößt, ihre Gerölle aber meist weißer Kalk und schwarzer Hornstein sind: Die oberste Kreidekappe der Dodici-Gruppe, nicht deren Sockel, der damals noch viele Hunderte von Metern in der Tiefe gelegen haben muß.

stoßenden stratigraphischen Niveaus passen gar nicht zusammen. Insbesondere müßte die von Telvagola—DrioSilana her mit Tertiär markierte Randsyncline bei Bieno plötzlich in den Phyllit treten. Wahrscheinlicher ist die Fortsetzung zwischen M. Mezza und Lefrè nach Ospedaletto.¹⁾ Das würde allerdings u. a. auch involvieren, daß die Suganer Hauptüberschiebung vom Masobach in rechtem Winkel ca. 5 km bis Ospedaletto vorspringt. Die Agaroantiklinale würde dann in der Silana N von Pieve Tesino ersterben, und M. Mezza—C. Lastè wären derart Ausläufer der Tafel der Sieben Gemeinden, allerdings stark herabgebogen, vielleicht an einer Fortsetzung der Tezeverwerfung etwas abgesenkt.

Das tektonische Motiv der Valsuganazone ist derart das gleiche im O wie im W, bei Belluno wie bei Borgo: Die „Saumtiefe“ des südtirolischen Hochlandes, zwischen diesem und der Lessinischen Geantiklinale, wurde nachträglich weiter zusammengeschoben und gefaltet. Die tektonischen Kleinformen wechseln je nach verfügbarem Raum und Intensität des Zusammenschubes: weitgeschwungene Falten im O, Schuppen im W.

4. Tektonisches Relief und Uroberfläche

(Vgl. dazu auch Tafel II)

Den Anteil, den die gebirgsbildenden Kräfte an der Umformung der Erdoberfläche gehabt haben, werden wir leicht schätzen, wenn wir eine Gesteinsschicht herausgreifen, die ursprünglich ungefähr horizontal und eben gelegen hat, und ihr heutiges tektonisches Relief studieren, dargestellt etwa in kotierter Projektion, durch Angabe ihrer heutigen Höhenlage für bestimmte Punkte der Karte. Die Differenz zweier Höhenziffern gibt dann das Maß der relativen Störung, der Verstellung beider Krustenstücke gegeneinander; die Ziffer selbst, zuzüglich einer zwar unbekannt, aber für alle Punkte gleichen, additiven Konstante, die absolute Störung, d. h. die Vertikalkomponente; aber in der Regel sind Horizontal- und Vertikalkomponente von

1) Das Miozän, das T r e n e r W von Pieve Tesino zeichnet, existiert allerdings nicht. Das Schurfzeichen mag seinerzeit richtig gewesen sein; es lag nahe, hier eine Fortsetzung der Kohlen von Ospedaletto zu suchen. Aber die gründliche Umwühlung, die hier in einer alten italienischen Artilleriestellung stattgefunden hat, brachte keine Spur von Tertiär zutage.

gleicher Größenordnung, daher die „Hebung“ für sich allein ganz gut als Maß für die Intensität der Dislokation gelten kann. Der Ausnahmefall, das Deckfaltengebirge, liegt in unserem Gebiet nicht vor.¹⁾ Wir wählen den roten Ammonitenkalk des Oberjura (ganz genau ausgedrückt: die Oberkante; doch machen die paar Meter Mächtigkeit \pm wenig aus). Dieser Absatz der Hochsee dürfte ursprünglich hinreichend genau eben und horizontal gelegen haben. Die möglichen Unebenheiten jenes alten Meeresbodens können für unser eng begrenztes Gebiet nicht besonders viel ausmachen. Dieser Vergleichshorizont ist praktisch leicht zu verfolgen und genau festzulegen und liegt fast im ganzen Gebiete der heutigen Oberfläche so nahe, daß größere Extrapolationen vermieden werden können.

Zum Ausgangspunkt unserer Betrachtung nehmen wir wieder dasselbe Profil wie bei der Besprechung der Tektonik, einen etwa meridionalen Durchschnitt über Broccone und Grappa. Allerdings: wie hoch unser zum Vergleich aussehener Oberjurahorizont über der Granitkuppel der C. d'Asta gelegen haben mag, ist heute nur vermutungsweise zu ermitteln. Nehmen wir ziemlich vorsichtig an, daß in ca. 3000 m ü. d. M. eine vorpermische Verebnung gelegen wäre, und Porphyrtafel + Trias + Jura 2500 m ausmacht, so kommen wir auf die Minimalziffer 5500 m oder auf rund 4000 m Sprunghöhe an der Suganer Hauptüberschiebung. Der obere Jura liegt am Brocconeplateau in ca. 1500 m ü. d. M.²⁾ und steigt dann allmählich gegen den Coppologipfel auf ca. 2000 m; die Kniefalte hinab mit einer Rast in ca. 700 m (S. Donato, entsprechend der Picostafalte) bis zur Muldentiefe von Lamon in +100 m ü. d. M.; von da abermals mäßiger Anstieg zur C. di Lan, 700 m, und die Lanüberschiebung hinabspringend bei Arsìe auf —200 m unterm Meeresspiegel; zuerst steiler, dann langsamer allmählicher Anstieg bringt unseren Vergleichshorizont fast bis zum Grappagipfel in 1750 m, und von

1) Vgl. Schwinner, Dinariden und Alpen. Geol. Rundsch. Bd. VI S. 1 ff., 1914.

2) Wenn im folgenden eine Höhenziffer ohne weiteres angegeben ist, so bedeutet das die heutige Meereshöhe des zum Vergleich herausgegriffenen roten Ammonitenkalkes (Oberkante) am betreffenden Orte. Die Ziffern müssen eben auf Treu und Glauben hingenommen werden; denn eine Ableitung und ausführliche Diskussion ist im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Der unvermeidlichen Unsicherheit wird durch weitgehende Abrundung Rechnung getragen.

dort taucht er jäh mehr als 3000 m abschwingend unter die Ebene: Bassano — 1500 m unt. d. M.

Von der C. d' Asta sinkt die Scheitellinie der Antiklinale gegen W vorerst nur recht langsam, viel schneller dagegen Owärts: am Ceredapaß muß der Vergleichshorizont mindestens 1500 m tiefer liegen (also etwa 4000 m ü. d. M.). Da sich außerdem von hier gegen O im Sass di Mur eine neue Falte sozusagen halbierend einschiebt, so ist nunmehr die Sprunghöhe der Suganer Hauptüberschiebung auf vielleicht 1500 m reduziert. Die Broccone-synklinale vertieft sich gegen O ein wenig: Totoga (zwischen Vanoi und Cismon) 1400 m — Talgabelung der Val Noana 1200 m, weiter östlich ist sie dann schon bald völlig isoklinal zusammengeklappt. Dagegen behauptet die Coppoloantiklinale ihre Höhe von 2000 m unverändert, sowohl nach W zum Agaro wie nach O zum M. Vallazza, und steigt dann über M. Pavione (ca. 2200 m) und östlich noch weiter an.

Die Mulde von Tesino ist wegen der Spezialfältelung schwer zu schätzen. Ich glaube, daß sie bis ca. + 200 m, d. i. nicht ganz so tief wie die von Lamon greift; die Fortsetzung östlich von Lamon läge bei Pedavena vielleicht — 200 m (die Rast von S. Donà ist nur lokal, sie ist sowohl am Trte. Grigno, als andererseits am Cismon beinahe schon völlig ausgeglichen). Der südliche Grenzwall der Lamonmulde springt ziemlich jäh aus der Mitte des Feltre-Belluno-Beckens zum Mte. Avena empor (ca. 900 m ü. d. M.). Dem Cismondurchbruch muß eine Querstörung oder Einsattelung entsprechen: An C. di Lan-Westseite haben wir erst wieder 700 m; dann steigt aber die Antiklinale gegen W zur C. di Campo (1100 m) und in gleicher Höhe zieht der Rand der Tesinoschüssel bis Grigno weiter, wo er sich dann mit der Platte der Sieben Gemeinden zu einer breiten Schwelle verbindet. Diese steigt schnell von Aveati (1200 m)—Giogomalo (1400 m) auf etwas über 2200 m an C. Maora und stark über 2500 m an C. Dodici. Der Weg westwärts von Tesino ist weniger hoch verbaut als der von Primolano (am Lefrè 1200 m). Überraschend tief ist das Becken von Borgo eingemuldet (— 250 m), ein Loch, das nirgends einen rechten Ausgang hat; denn auch nach W treffen wir in V. Sella eine kaum tiefere Furche als + 600 m, jedenfalls schließt diese Talung dann am Mte. Persico mit + 800 m an den Abbruch des Plateaus an, dessen Rand etwa 1200—1300 m entsprochen haben dürfte.

Der südliche Ast des Bellunobeckens ist zuerst schmal und

tief: Feltre — 300 m, Arsiè — 200 m. Dann hebt und verbreitert er sich: Primolano + 350 m, il Buso in der Frenzela + 800 m; bei Gallio (Eozän!) dürfte der Boden etwas tiefer liegen, der Westrand der Hochfläche (ober der Assaschlucht) wieder auf ca. 900 m. Die Randantiklinale sinkt vom Grappa (1750 m) beiderseits im Streichen schnell ab: im W haben wir am Brentadurchbruch 1200 m (Col Moschin und Col Astiago) und weiter am Bertiaga 1100 m. Ostwärts zeigt M. Sassuma 1200 m, M. Tomatico 1100 m und mit ähnlichen Höhenziffern beginnt drüben die Kette des Col Visentin. Dem Piavetal entspricht aber eine Quereinmuldung, die im Kammstreichen schwer zu schätzen ist, jedenfalls aber den beiderseits breit massigen Gebirgskörper stark einengt; denn bei Quero ist diese Mulde bereits bis — 700 m eingesenkt. Demgegenüber ist der Monfenera mit + 200 m wieder eine beträchtliche Aufwölbung. Der Hauptsprung kommt aber erst südlich davon; denn unter Cornuda—Vidor ist unser Vergleichshorizont erst in — 2800 bis — 3000 m zu vermuten; gegen Bassano tiefer um den ganzen Betrag der pontischen und altquartären Schuttmassen.

Das hiermit in den Hauptzügen umrissene tektonische Relief zeigt gewaltige Höhenunterschiede: einzelne Störungen haben Sprunghöhen von 1800 m, ja von 3200 m und 4000 m, und die C. d' Asta überhöht Bassano um 7000 m, Cornuda gar um 8500 m (auf rund. 50 km Entfernung). Das sind mehr als Himalaja-Dimensionen, und wenn die Uroberfläche dem entsprochen hätte, so stünde am Beginn der Geschichte unserer Südalpen ein Gebirgsbild von überwältigender Großartigkeit. Die Wirklichkeit aber ist sicher viel weniger pittoresk gewesen; ja ich glaube, daß überhaupt zu keiner Zeit das Relief der Oberfläche um viel höher und kontrastreicher war als heute. Der stolze tektonische Bau der Alpen ist nicht mit einem Schlage emporgetürmt worden, seit Mitte Tertiär können wir mindestens vier Revolutionsperioden nachweisen. Jeder solchen Episode tektonischer Erhöhung des Reliefs folgte die Ausgleichung auf dem Fuße, und nur der Rest wird vom folgenden Erosionszyklus in seine Uroberfläche übernommen. Genauer wird dies im folgenden zu untersuchen sein. Hier soll nur auf einen Punkt hingewiesen werden, der dem Geologen vielleicht näher liegt als dem Morphologen: es ist dies die große Rolle, welche die Sedimentation bei der Ausgleichung des tektonischen Reliefs spielt.

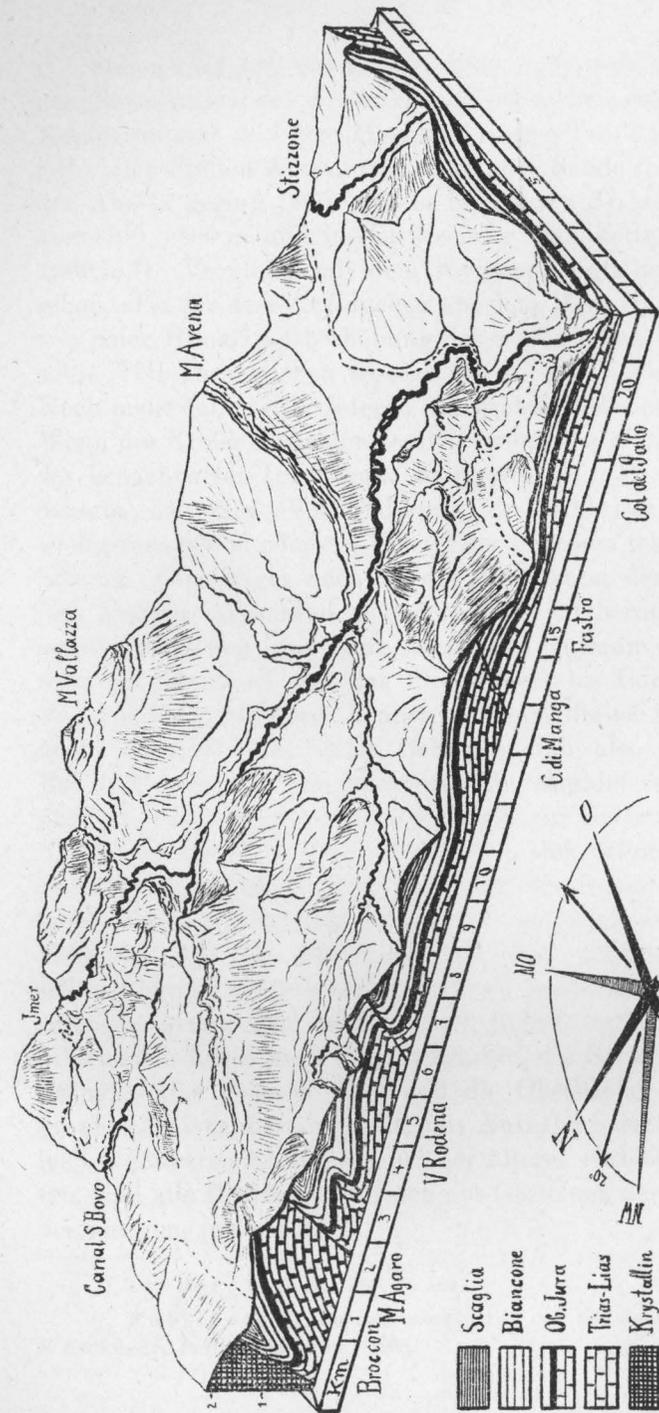
Schon im Laufe der Kreide, also während der ersten einleitenden Bewegungen der Alpenfaltung, beobachten wir eine derartige Kompensation: Auf dem Hochland Südost-Tirols herrschte damals auf vielen Stellen Abtragung, an seinem Rande (Suganerlinie) ist der Absatz gering (200—300 m im ganzen),¹⁾ bei Lamon—Arsiè aber 700—800 m und in der Friauler Randkette sogar 1100 bis 1200 m.²⁾ Vergleich mit dem vorigen Absatz zeigt, daß damals schon, also vor dem Auftauchen aus dem Meer (in statu nascendi), von jener Himalaja-Überhöhung des tektonischen Reliefs etwa der achte Teil ausgeglichen worden ist — auf Vorschub sozusagen. Noch mehr fallen die späteren klastischen Sedimente ins Gewicht. Wenn die Kreidekappe der Dodici-Gruppe ins Molassekonglomerat der benachbarten Innensenke wanderte (II/3, S. 11, Anm.), so bedeutete das eine Verminderung des Höhenunterschiedes um wenigstens 600 m oder ein Viertel der heutigen tektonischen Überhöhung. Gewaltiger noch ist die Absenkung der Saamtiefe vor dem äußeren Alpenrand, und doch ist seit Obermiozän alles Sediment terrestrisch, nur ganz kurze Zeit gewann die Senkung so weit die Oberhand, daß das Pliozänmeer bis Cornuda (nicht bis Bassano) hereinspitzen konnte. Wegen dieser Auffüllung mit dem Schutt des werdenden Gebirges sind also die Innen- und Randsenken, so tief sie tektonisch eingemuldet sein mögen, morphologisch stets nur sehr abgeschwächt zur Geltung gekommen.

Sieht man von dieser Ausnahme, der Schuttauffüllung der tiefsten Senken, ab, so folgt im Gebiet des Suganer Faltenbündels nicht bloß die Uroberfläche, sondern auch noch die heutige Oberfläche — natürlich abgesehen von den jüngsten Durchbruchschluchten und einigen etwas stärker denudierten Kuppen — überraschend genau dem tektonischen Relief, d. h. die Antiklinale bildet auch heute noch eine Bergkette, die Synklinale eine weite Talung. Das geht so weit, daß die Oberfläche geradezu stratigraphisch niveaubeständig ist: mit Ausnahme der die Mulden füllenden jüngeren Schichten und der älteres entblößenden Schluchten, sind alle Oberflächenformen aus Gesteinen der Kreide, speziell der unteren, modelliert.

1) Trener, V. R.-A. 1909, S. 164.

2) Futterer, K., Durchbruchstäler in den Südalpen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 30. Jahrg., 1895.





(ca. 1 : 150 000)

Photolith. v. Bogdan Gisevius, Berlin

Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin

III. Gliederung der Landschaft

Da nach vorstehendem die Hauptzüge der Tektonik in den alten Landschaftsformen bestimmend sind, so ist die Reihenfolge, in der die einzelnen Gebietsteile zu beschreiben sind, ganz natürlich gegeben. Zuerst kommt das nördlichste Dreieck an der Suganerlinie, den oberen Vanoi, Cison und früher auch ein Stück des Miß- und Cordevolegebietes umfassend, eine Gegend, deren Hauptort Primör ist. (Das Gebiet nördlich der Suganerlinie ausführlich zu besprechen, liegt nicht im Plan dieser Arbeit; soweit nötig, ist in VI a [S. 110] darauf eingegangen.) Dann folgt von den zwei Westzipfeln des Bellunobeckens der nördliche: die Mulde von Lamon—Tesino; daran angeschlossen, jedoch seiner Eigenart wegen eine besondere Behandlung verlangend, das Becken von Borgo; dann der südliche Zipfel, die Mulde Feltre—Primolano—Asiago; zuletzt der Alpenrand.

1. Die Gegend von Primör

Die Umgebung von Primör dankt ihre eigenartige landschaftliche Schönheit in erster Linie der Tektonik, die in dem doch immerhin beschränkten Raum dieser Talweitung und ihrer unmittelbaren Abzweigungen fast alle Arten von Baustein, welche die Südalpen überhaupt bieten können, verwendet und in reizvoller Abwechslung Gebirgsbauten sehr verschiedenen Baustiles nebeneinandergestellt hat. Die Nordhälfte des Rahmens zeigt der Reihe nach den düstern, nur von Karen und Schneerinnen gegliederten Felsbau des Astagranites, die runden, begrünzten Phyllitkuppen zwischen Vanoi und Cison und den nur seicht zerschnittenen Steilrand der Schlerndolomitplatte, gekrönt von den schroffen Zinnen der Palagipfel. Daran schließt sich im O

Erläuterung zu Tafel I.

Das Blockdiagramm stellt einen Streifen, etwa NNW-SSO, d. i. quer zum Faltenbündel herausgeschnitten, dar. Am linken Rand Profil durch Agaro—C. di Campo—Kette—Col del Gallo—Vannini. Deutlich treten die den großen Falten entsprechenden Landstufen Brocconepaß und Lamon hervor, die kleineren Abstufungen konnten bei dem kleinen Maßstab nur angedeutet werden (bes. am linken Rand: V. Rodena z. B.). Der Hauptfluß, der Cison (in der Mitte des Streifens), ist antezedent. Die alten Flußläufe (Trockental von Arsìe mit dem eingesenkten Mäander um den Mte. Cer und von Giaron zum Stizzone) sind durch den Straßenzug (gestrichelt) kenntlich.

Schwinner, Die Oberflächengestaltung usw.

das Zyklopenmauerwerk des Dachsteinkalkes am Sass di Mur und im S die Pavione-Coppolokette, deren Dolomitbasis die himmelhohen Wände in den Durchbruchsschluchten von Cismon und Vanoi liefert, die aber im übrigen mit Oberjura-Kranzgesims und flacher Kreidekuppe bereits genau den Typus der „lessinischen“ Tafelberge vertritt. Wasser und Eis haben diese Bauten feiner gegliedert, insbesondere entsprechen dem stufenweisen Sinken der Erosionsbasis weite Terrassen, deren grüne Flächen der Düstereit der Steilformen Gegenpart hält, und die als basale wagerechte Linien die verschiedenartigen Gipfelgestalten zu einem einheitlich wirkenden Bild verbinden. Daß wir dieses von vielen Punkten im ganzen überschauen können, nicht bloß, wie im Gebirge häufig, in kleinen Talsichtausschnitten wie im Guckkasten, verdanken wir dem Umstande, daß ursprünglich Cordevole—Miss über Cereda und Vanoi über Gobbera dem Cismon zuflossen, und derart um den Vereinigungsraum bei Primör ein weites Talbecken ausgeräumt worden ist.

Daß diese Gebirgsgruppen, so verschieden an Gestein und Aufbau, auch verschieden hoch gipfeln, kann nur wenig wundern; bemerkenswert ist aber, daß die Gipfelhöhen jeder einzelnen Gruppe untereinander eng zusammenschließen, und zwar zu Flächen, welche ihre engen Beziehungen zur Struktur nicht verleugnen können. Der mittlere Teil der Astagruppe zeigt um den Hauptgipfel (2848 m) Höhen von 2400 bis 2700 m (Mittel von 19 Gipfeln 2516 m), östlich der Forcella di V. Regana zwischen 2200 und 2450 m (11 Gipfel, Mittel 2312 m), westlich von Forcella Magna im Kamm des Cimon Rava zwischen 2300 und 2500 m (10 Gipfel, Mittel 2435 m) und im Südwestzipfel um Primaluna 2250—2450 m (5 Gipfel, Mittel 2327 m). Um diese flach aufgewölbte Kuppel legen sich als Ringwulst im W die Berge von Pala i von der Grönlait bis zur Kreuzspitz 2250 bis 2400 m (11 Gipfel, Mittel 2336 m), im N der sog. Fassaner-kamm von der Ziolera bis zum Colbricon, die Westhälfte 2400 bis 2600 m (16 Gipfel, Mittel 2506 m), Osthälfte stärker geschart 2300—2760 m (15 Gipfel, Mittel 2549 m), und im O der Kamm der C. d'Arzon (6 Gipfel, Mittel 2402 m). In der Pala-gruppe hingegen entsprechen die Gipfelhöhen dem flachen SO-Fallen der Schlerndolomitplatte: N vom Rosettafuß 3000 bis 3200 m (10 Gipfel, Mittel 3060 m), S vom Rosettafuß 2750 bis 3000 m (13 Gipfel, Mittel 2858 m); O vom Canalital 2700 bis

2900 m (7 Gipfel, Mittel 2781 m). Die Gipfelhöhe der Kette S von Primör Agaro 2063 m — Coppolo 2139 m — Pavione 2335 m und weiter 2200—2300 m steigen gegen O an, ebenso, wenn auch nicht im gleichen Betrag, wie die zugrunde liegende Antiklinale; und der Sass di Mur 2544 m vermittelt an Gipfelhöhe zwischen ihr und der Pala, ebenso wie im tektonischen Relief.

a) Das höchste Terrassenniveau ist zwar auch meist durch Gipfelkoten gegeben, aber diese Rückfallkuppen ordnen sich unzweideutig zu in den Gebirgskörper eingeschnittenen Talbodengesimsen. So rund um C. d'Arzon (besonders schön — daher Buchstabe *a* als Ordnungszeichen —, denn auf dem kleinen Raum gibt der Plan für Rückfallkuppen, Gesimse und oberste Talböden 22 Koten von 2000 bis 2100 m [Mittel 2047 m]), breite Flächen über 2050 beiderseits des Passo Tognola, NO von Caoria und kleinere N von diesem Ort. Und ebenso Rückfallkuppen und Nischenböden gegenüber am Ostabfall der Astagruppe, insbesondere am Calmandrinokamm 2080—2058—2092—2056 m. Diese flache Aushebung geht im N um die ganze Astakuppel und über Passo Cinque Croci (2023 m) vom Vanoi zum Masobach, an dessen Mündung ins Becken von Borgo diese Verebnung 1850 m hoch liegt (Kl. S. 44). Demselben Talbodensystem dürften die Flächenstücke beiderseits vom Rollepaß angehören (Cavallazza 2326 m — Castellazzo 2333 m — Venegia 2309 m). Im Steilrand der Pala-gruppe wird man dies Gesimse kaum verlässlich wiederfinden, auch im Canalitale sind die Reste davon nicht groß (Gesimse der Pravitahütte und in den Lastei di Canali); aber die gewaltige Verebnung des Palaplateaus von 2600 m abdachend¹⁾ wird sich längs des alten Flußlaufes über Cencenighe (Mt. Alto di Pelsa 2417 — M. S. Lucano 2410 m) — Agordo — Ceredapaß gerade richtig anschließen.

Mit jenen flachen Furchen des Systems a) sind die Hauptzüge der Entwässerung festgelegt, wenigstens was das Gebiet nördlich von der Suganerlinie betrifft; denn weiter südlich sind — außer Kamm- und Gipfelhöhen der Coppolo-Kette, die man nicht ohne weiteres als Zeugen eines alten Talbodens ansehen kann — Flächenstücke, die in normaler Gefällsentwicklung angeschlossen werden könnten, nicht mehr zu finden. Legen wir dieses Flußnetz, das älteste, das wir feststellen können, auf das in

¹⁾ Ausgezeichnetes Bild in der Zeitschr. des D. und Ö. Alpenvereins, XXXIV. Jahrg., 1903, S. 400.

II/4 skizzierte tektonische Relief, so erkennen wir, daß konsequente Gerinne, die den Fall- und Tiefenlinien der tektonischen Urform folgen würden, gänzlich fehlen, daß die Landschaft jenes „mittlere Stadium der Reife“¹⁾ erlangt hatte, in dem die weichen Schichten zu breiten Subsequenzfurchen ausgearbeitet sind, einseitig begrenzt von Cuestastufen der flach austreichenden härteren. Denkt man die Profile nach oben ergänzt, so folgt der Halbkreis Vanoi—Masobach etwa der Umrandung des Granitstockes, V. Lozen dem Auflagerungsrand des Quarzporphyrs (heute schon ganz abgetragen) und der Cismon der Cuesta des Schlerndolomites: der Schichtkuppel überm Astagranit entsprechen lauter dazu konzentrische Gerinne. Auch das alte Tal Agordo—Gosaldo—Miss—Ceredapaß folgte einer Schlerndolomit-Cuesta, der nämlich, welche die Phyllitkuppel von Agordo im N und W umkränzte. Einem derartigen Reifestadium entspricht auch die Form jener Täler, ausgeglichen, sanft fallend und breit; die Berge erheben sich nicht zu hoch (durchschnittlich 500—600 m, maximal 800—900 m) übers nächste Tal. (Heute $2\frac{1}{2}$ —3 mal so viel!)

b) Auch der nächstfolgende Erosionszyklus hat breite, ausgeglichene Talböden hinterlassen, und diese sind bereits in das Gebiet südlich der Suganerlinie zu verfolgen (sogar stellenweise hier besonders gut ausgebildet, daher Ordnungsbuchstabe „b“ nach Broccon). Wir treffen dieses Gesimse östlich des Cismon auf Viderne (1504—1526—1583 m) und Mga. Agnerollo 1555 m; es kappt die Rücken, die vom Pavionekamm gegen N herabziehen, alle zwischen 1500 und 1600 m, und erscheint am obersten Trt. Noana (ca. 10 km ober der Mündung) als Talboden der Alp Neva (1722—1759 m). Die Totoga zwischen Cismon und Vanoi ist als schmaler Grat zwar bedenklich, aber da er auf 2 km nur die Koten zeigt: 1445— Δ 1469—1390—1438—1439, dürfte er doch richtig ein aus jenem Talboden herausgeschnittenes Stück vorstellen, besonders weil gegenüber, N vom Gobberapaß, als Gegenstück der lange horizontale Rücken liegt: C. Arinaz 1445—1458—1492—Redazega 1496—1517 m. W vom Vanoi heben sich breite Flächen (Campo Calmandrino 1603 m, Campo Calmandro 1599—1667 m; Mga. Val Corbella 1573—1644 m) zur Einsattelung des Brocconepasses (Osteria 1617 m—Mga. Marande 1617 m). Der tiefste Punkt

1) Davis, W. M., Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig 1912. S. 216 ff., bes. Fig. 97.

des S-Randes liegt mit etwa rund 1450 m bei Imer und am S-Ausgang des Durchbruches durch die Coppolokette liegen östlich des Mte. Tavonazzo 1383 m und westlich der Sasso Falarès 1308 m; der Durchbruch hat also damals schon bestanden und das betreffende Stück des Cismon dürfte überhaupt antezedent, älter als die Auffaltung der Coppolokette sein. Es soll allerdings nicht verschwiegen werden, daß einerseits kleinere N—S-Brüche die Antiklinale durchsetzen (auf dem Viderneplateau sind mir mehrere bekannt und bei S. Silvestro ist hier mindestens starker Verdacht auf einen solchen) und andererseits die Antiklinale vom Coppolo zum Pavione nicht ganz glatt übergeht, sondern wegen Alternierens von Spezialfältchen hier wohl ihre tiefste Stelle gehabt haben kann. Beides hat den Durchbruch begünstigt; nichtsdestoweniger ist er doch immer noch als antezedent zu bezeichnen. Daß der Flußlauf bei ungleich sich hebender Aufwölbung seitlich gegen die tiefste Übergangsstelle abgedrängt wurde, daß er dabei angetroffene Zerklüftungszonen festhielt, ist selbstverständlich, aber beides ein Einfluß zweiter Ordnung demgegenüber, daß der Abfluß des Primärgebietes von den ältesten Zeiten an nach S ging und der ganzen Sachlage nach gehen mußte: das und nicht mehr soll eben das Wort antezedent besagen.¹⁾

Vanoiaufwärts finden sich breite Flächen O und N von Caoria um 1700 m (Campo Fiamena, Campo Tognola, Campo Fossernica), am Cauriol-Südhang und gegenüber bei Campo Proni in 1850 m; in V. Lozen ähnliche um Mga. Toch und Lago di Calaita 1607 m. An der Westseite des Cismonetales leitet ein fast zusammenhängendes Gesimse von Mga. Scanajol 1753 m nordwärts zu den Alpflächen W von S. Martino und zum breiten Sattel des Rollepases 1984 m. Östlich vom Cismon treffen wir die breite Rast des Col de Col im S-Grat des San Maor 1603—1637 m und die Talstufe der Canalihütte 1630 m.

S von der Furche des Ceredapasses finden wir breite Flächen bei Col operto 1505 m — Mga. Cantabusi 1577 m — Δ 1524 m, und diese Terrasse läßt sich nun ansteigend O unter der Pala durch ober Miss und Gosaldo ins Agordobecken verfolgen:

1) Es ist übrigens auch zu bedenken, daß der Einschnitt des Flusses seinerseits wieder die werdende Falte beeinflusst. Es wird z. B. nicht ganz leicht zu entscheiden sein, ob die Klüftung zuerst da war und der Fluß die ange-troffene Schwächezone benützte, oder ob die Zerbrechung deswegen erfolgte, weil die Erosionskerbe die liegende („kompetente“) Schicht geschwächt hatte.

Frata nuova 1523 m—1544 m—1652 m—Casera Cavallera 1660 m und Casera Ortiga 1592 m—+ 1782 m (Col di Camp)—Passo di Luna 1720 m (und 1748 m M. Luna)—Mga. Losch 1742 m—Colle del Misoron 1710 m—Colle Calandre 1753 m—Col Negro 1747 m. Damit ist die O-Ecke des Agnèrkammes W ober Agordo erreicht (13 km O vom Ceredapaß) und der Nachweis der einstigen Entwässerung des Agordobeckens gegen Primör, der vielleicht in Absatz a) vermißt wurde, nachgeholt. Damit soll aber nicht behauptet werden, daß das ganze heutige Cordevogebiet hierher entwässerte. Im Gegenteil, wie sich das Tal hier allseitig verästelt und die Sohle sich schnell in kleine Hochtäler hebt (westlich zum Palaplateau, östlich zu den eigenartigen Terrassen zwischen Mte. Mojazza—Mte. Alto di Pelsa und Civetta), läßt an die Nähe einer Wasserscheide denken. Doch auf die Talgeschichte von Buchenstein können wir hier nicht eingehen, es mag nun durch Enneberg oder durch Zoldo geöffnet gewesen sein. Uns ist hier nur wichtig, daß die Durchbrüche des Cordevole und Miss ins Belluno-becken damals noch nicht existierten.

c) Auch das nächste um rund 200 m tiefere Terrassensystem entspricht gut ausgeglichenen Talböden, die zwar naturgemäß eine geringere Breite als die von a) und b) haben, aber immerhin noch recht weit offene Fluren zeigen. Die Breite derartiger Gebirgstäler ist übrigens nicht bloß eine einfache Funktion des Reifestadiums, sondern — wie gerade die Talweitung von Primör zeigt — von rein lokalen Umständen oft viel mehr abhängig. Ursprünglich war nach Größe des Einzugsgebietes der Ceredapaßfluß der Hauptfluß, jedenfalls hatte er das geringere Gefälle und die kleinere Geschiebeführung; darum mußten ihn der schuttbeladene Bach des Canalitales und dann der Cismon bei der jedesmaligen Mündung in eine Schleife gegen SO drücken, erst die Wildbäche aus dem Sass di Murgebiet warfen ihn etwas nach W, aber gleich darauf zwang ihn der unter Imer mündende Vanoi wieder gegen O hinüber. Sobald aber der Ceredapaßfluß wegen Anzapfung bei Agordo und Miss ausfiel, war der Cismon der Hauptfluß und wurde vom Canali-Schuttkegel nunmehr gegen W gedrängt; als schließlich auch der Vanoi abgelenkt wurde, wirkte in gleicher Richtung ungehemmt der Trte. Noana. Wegen dieser W-Verschiebung des Talweges ist das Gehänge W von Primör einfach abgeschrägt, ohne klare Gesimse, während auf der O-Seite weite Talfluren verlassen liegen, deren ursprüngliche Breite also niemals so groß gewesen

sein dürfte, wie die in ihrer Höhenlage gemessene heutige Talweite.

Diesen Umständen entsprechend treffen wir auch dieses Terrassensystem gut ausgebildet O vom Cismon: so ein Gesimse am O-Rand der Schlucht des Cismon in ca. 1250 m, etwa längs des Weges, der aus V. Cesilla (O über S. Croce) hoch am Hang zu den Masi Viderne führt, dann am Torrente Noana, S davon die Talböden der Masi Viderne 1286 m und der Mga. V. Stua 1298 m, und die Kuppen um Mga. V. Piana; N davon die Hochfläche der Caltene 1231—1230—1304—1245 m und Talstufen von 1500—1600 m in beiden Quellbächen; östlich von Siror—Tonadico die wellige Hochfläche um Mga. Stiozze 1341—1345—1354 m. Hier anzureihen ist wohl auch der Talboden der Mga. Canali 1303—1307—1327 m und das „breite Mittelgebirge am Fuße der Palawände“ (Mojsisovics), d. i. Belvedere (N von Tonadico) 1309—1361 m—Ronzi 1371 m usw.

Die Sattelfläche des Ceredapasses 1369 m schließt sich noch ganz gut an, allein gegen O findet dieser Taltorso keine Fortsetzung mehr: Kleine Terrassenstücke finden sich noch N von Miss (1353 m—Prà di Forca 1430 m)—S von Sagron (1403—1374 m), sowie besonders O und NO von Gosaldo (Colle Campigol 1387 m—M. Gartellon 1441 m—Col Zoront 1483 m—Colle Armarolo 1474 m). Allein die breite Fläche dacht vom Ceredapaß in unmittelbarer Fortsetzung gegen O ab, und geht in jene Terrasse über, die in ca. 1280 m ober Miss herumzieht, sich bei den oberen Häusergruppen von Gosaldo wiederfindet (Villa 1254 m) und zur Forcella Aurina 1299 m hinüberzieht. Jenseits dieser Scharte, um Agordo, liegt die nächsttiefere Terrasse ober 1000—1100 m (Br. 985); von Talstücken, die zum Ceredapaßtorso gehören könnten, ist auch nicht eine Spur vorhanden. All dies bezeugt die Ablenkung des Cordevole vom Ceredapaß (davon genommen Ordnungsbuchstabe „c“), und zwar zwischen b) und c). Das Tal war eben erst bis c) eingeschnitten (geringes Gefälle, aber ziemlich schmale Rinne am Ceredapaßtorso), da wurde es angezapft, zuerst in Agordo, dann gleich darauf in Miss; beide vom Belluno-becken rückwärts einschneidende Bäche hatten vom Anfang bis dahin ungefähr die gleichen Bedingungen, nach der Anzapfung hatte aber der Missbach nur ein kleines Gebiet dazu gewonnen und legte dieses daher nur wenig tiefer, dem anderen wandte sich aber der ganze Fluß zu (vielleicht schloß sich sogar ein Einbruch strom-

aufwärts ins Buchenstein an?). Daher wurde das Agordobecken etwa 300 m tiefer ausgeräumt und so erweitert, daß von älteren Terrassen wenig Reste blieben.

Der Vanoi blieb dem Gobberapaß länger treu. Zwar zwang ihn der Schuttkegel des Lozenbaches zu einer großen Schleife nach S (die Westhälfte der entsprechenden Nische benutzen die Serpentinien der Broconestraße, im O lehnt sich daran der Prà di Totoga—Unterkante 1325 m), aber direkt nach S weiter leitet kein Gesimse.

Die weitere Ausgestaltung dieses Talsystems (c) wurde nicht wie bei den anderen durch Tieferlegung der Erosionsbasis und neuerliches Einschneiden abgebrochen, sondern im Gegenteil durch ein Erlahmen der Erosion. Als Zeuge dieser Verschüttung ist ein Teil der damaligen Schuttkegel als Breccie erhalten: Ein solcher Schuttkegel senkt sich vom Ceredapaß gegen SO (Oberflächengefäll 10—12°, Mächtigkeit 40—50 m, Br. 994), ein anderer ist vom Prà di Totoga an der S leitenden italienischen Artilleriestraße eine lange Strecke aufgeschlossen, ein kleiner Rest ist auf der Nordwestecke des Vidernerplateaus (Sattel hinter K. 1418) zu finden, der größte liegt in der V. Cesilla, südlich unter Mga. Agnerollo (O von S. Croce): Oberkante bei 1613 m, wo der Plan ganz richtig ein Felswandel zeichnet, Unterkante gar nicht viel ober Q. 1304; mit einer Mächtigkeit von etwa 250 m füllt er das Tal gerade dort, wo nach der Trenerschen Karte der Hauptdolomit durchstreichen sollte (dem die rostig angewitterte Steilwand der Breccie von Ferne auch wirklich täuschend ähnlich sieht!). Alle diese Vorkommen sehen einander gleich: fest, aber nicht ganz lückenlos verkittete Breccie, meist aus Kalken der Nachbarschaft, eckig, höchstens kantengerundete und manchmal ziemlich große Stücke, hie und da grob und undeutlich geschichtet. Kristallines Material wurde bisher hier nicht festgestellt, allerdings noch nicht viel gesucht. Der Vergleich mit der Höttinger Breccie und die Vermutung interglazialen Alters liegt mindestens sehr nahe (vgl. Br. 994).

Diese Murschuttkegel sitzen auf den Talböden des Systems c) auf, sie reichen nicht tiefer hinab und werden von den jüngeren Erosionsformen abgeschnitten. Die Masse der bisher bekannten Vorkommen ist, für sich allein betrachtet, ja nicht allzu groß. Zieht man aber zum Vergleich nur die überhaupt erhaltenen Flächen des Systems c), bzw. den Bruchteil davon, der überhaupt Kalkschutt bekommen konnte, heran, so ist das — ohne genaue

geologische Kartierung — bisher Bekannte sehr viel und läßt auf eine allgemeine und stellenweise recht tiefe Verschüttung schließen.

r) Wieder 200 m tiefer folgt eine Reihe von Gesimsen, die hauptsächlich in denselben Gegenden wie die c)-Gesimse gut entwickelt sind, überall aber als Grenze zwischen der gestuften älteren Oberfläche und der ganz jungen Steilwand kenntlich. So liegt am Torrente Noana der obere Rand der wilden Klamm, durch die er heute Imer erreicht, durchschnittlich auf 1050—1100 m, das Plateau in der Talgabelung auf 1113—1148 m, der alte Lauf der V. Nagaoni (des südlichen Quellastes) über Mga. Val Piana 1184—1116—1113 m und der obere Talboden der V. Nagaoni 1118—1148—1156 m, der der V. Giasinozza (nördlicher Quellbach) 1129—1174—1176—1208—1260 m. SO ober Transacqua Primör liegt eine Terrasse bei 1042—1061 (Gatolin)—1076 (Fedei)—1058 (Scotte)—1060 m, und NO von Transacqua weiter über Δ 1051 (Belvedere)—1125—1132 (Zengnei)—1153—1203—1260—Talstufe 1209 m am Ceredapaß und über 1253—1240 m weiter in V. Canali, wo es aber gegen das obere Gesimse gegen Mga. Canali ansteigt (vielleicht nicht ganz bis rückwärts durchgedrungen?); um den Südrand der Sass-Maorgruppe zieht es wieder ins Haupttal zurück: 1275—1214—1215—1203 m am Westhang des Canalitales, 1193—1228— Δ 1292 (Dangoli)—1371 m (Prati Ronzi)—1391 m usw. führt die Terrasse auf den flachen Talboden von S. Martino di Castrozza 1444 m. Diese Terrasse ist auch auf der Westseite des Cismon zurückzuverfolgen, Fratazza 1379 m—1258—1259 (Fritz)—1198 m, und recht deutlich führt sie N ober Imer über den Gobberapaß: 1065—1107—1105—1090 m zu 1051 m N und 1059 m S vom Paß. Daß der Vanoi damals noch über Gobbera nach Imer floß, scheint wahrscheinlich, weil wir S davon, auf der Westseite der V. Cortella, zwar eine schöne höhere Terrasse (Tonerezza di sotto 1197—1193—1171—1285 m), doch keine deutlichen tieferen Gesimse finden. Aber dieser Zustand war schon sehr labil, es genügte eine kleine Wiederbelebung der Erosion, die auf dem Umweg über Imer am Gobberapaß gerade erst mit einem geringen Einschneiden einer schmalen Furchen (989 m) in der Paßhöhe von 1050 m fühlbar geworden war, und die von Canal S. Bovo durch den Lozen-Schuttkegel S gedrängte Vanoischlinge wurde von S direkt angezapft und bildete die großartige Schlucht der V. Cortella. Von Canal S. Bovo bis gegen Caoria ist unser Gesimse in 1100—1200 m als oberer Rand der

Granitwände östlich vom Vanoi deutlich zu erkennen; von da talaufwärts scheint es schneller zu steigen und (wie schon in V. Canali bemerkt) gegen das nächst höhere zu konvergieren.

s, t, u) Unter dem Gesimse *r*) folgen steile ungegliederte Hänge, oft Wände, Zeugen einer schnellen Tiefenerosion in jüngster Zeit, ohne Zeichen auch nur vorübergehenden Stillstandes, bis unter den heutigen Talboden; die unterste Felsschwelle (*u*!) ist weder von Cismon noch von Vanoi bekannt. Sie wird durch mächtige Schotter (*s*) verdeckt, die man als Baustufe am Ostufer ober Mezzana (718 m) und besonders schön im Cañon des Trte. Noana sieht. Vielleicht ist schon seine Mündungsschlucht gegen Imer in dieser Aufschüttung epigenetisch verlegt, ein Musterbeispiel solcher epigenetischer Schluchtstrecke findet sich aber 1 km weiter aufwärts: N vom Felskopf 710 m sieht man das breite alte Talstück, über dessen Schuttwall das Sträßchen herabführt, der Wildbach selbst aber hat S vom Felskopf eine ganz schmale Klamm eingerissen. Der heutige Talboden (*t*) liegt bei Imer in 618 m, also nicht ganz 100 m unter der Schotteroberkante. Ganz ebenso liegt Canal S. Bovo auf einer Schotterterrasse in 758 m, der Vanoi unmittelbar darunter in 642 m.

Interessante aller jüngste Formen treffen wir am Vanoi. In den Jahren 1793, 1819 und 1823 haben Murbrüche des Rebrutt (= Rio brutto) etwa 1,5 km ober Canal S. Bovo einen Damm quer übers Haupttal geschüttet und einen See (Lago Nuovo) aufgestaut, der fast bis Caoria reichte. Der Vanoi hat dann diesen See aufgefüllt und schließlich den ganzen Schuttkörper wieder zerschnitten. Derart entstanden mächtige Terrassen beiderseits, denen man es gar nicht ansieht, daß sie noch kein Jahrhundert alt sind!

Glazialbildungen. Von Primör—Transacqua gegen SO hinauf liegt reichlich Erratikum, hauptsächlich schwärzlicher „Quarzporphyr“, wie er S vom Ceredapaß und im Palasockel ansteht, Astagranit, roter oder violetter Quarzporphyr oder ein auf Predazzo deutendes Gestein ist nicht zu finden. Wallmoränenähnliche Anhäufungen liegen bei 834 m und ober 1041 m, von da bis gegen den Fuß des Caltenerückens Moorboden. Höher, bei S. Giovanni, auf den Caltene und in V. Giasinozza, sah ich Erratikum nur ganz vereinzelt (Verschleppung nicht ausgeschlossen), jenseits des Torrente Noana habe ich nirgends solches gefunden.¹⁾ Der

1) Taramelli in „Appunti geologici sulla provincia di Belluno“ (Atti soc. It. sc. nat. XXI, 1879, S. 38 des S.-A.) meldet allerdings Erratikum 700 bis

Würmgletscher dürfte südlich von Primör — flüchtige Anschwellungen vielleicht ausgenommen — nie viel über das „Inundationsgebiet“¹⁾ des Talbodens *r* hinaufgereicht haben. Auf der Westseite des Tales soll das Erratikum in V. di Stona (Tal des Rio di Pietro, NW von Mezzana) allerdings bis 1260 m hinaufreichen (und zwar Quarzporphyr „wie der von der Lagoraiette“²⁾ und weiter talauf im V. dei Schivi sogar Randmoränen in 1280 m.³⁾ Wir treffen übrigens ein ähnliches Verhältnis weiter talaufwärts, indem die Ufermoränen unter Forcella Calaita in 1580 m, auf der Ostseite aber nur wenig weiter talab auf Dangole 1300 m hoch beobachtet wurde³⁾, und im Seitental gegen den Ceredapaß hinauf nur bis 1150 m⁴⁾ (Br. S. 958). Weiter aufwärts war dies Tälchen ein Stück eisfrei, auf den Ceredapaß selbst senkte sich

850 m überm Fluß, das ist in 1300 m ü. M. „sul versanto settentrionale del M. Pavione a Nord di Aune“. Aber das klingt sehr danach, daß eine vom Hörensagen überkommene Mitteilung recht flüchtig nach der Karte bezeichnet wurde. Wer selbst oben war, wird den Ort nennen, von dem er aufgestiegen ist, also „O von Imer“ oder „SO von Primör“, nicht aber Aune, das auf der anderen Seite des Pavione liegt. Und würde zwischen dem Fundort des Erratikums und dem Sockel des Pavione den wilden Graben des Trt. Noana weniger leicht übersehen haben, als dies bei flüchtigem Zusehen auf der Karte möglich ist. Wirklicher Gehalt dieser verdächtigen Notiz nicht mehr zu ermitteln, also zu streichen. Nach meinen Begehungen zwischen Viderne und Mga. Neva kann ich zwar nicht völlig verschwören, daß kein vereinzelt Stück Erratikum dort vorkäme, wohl aber mit voller Sicherheit, daß kein großer Schwarm dort vorkommen kann. Und das ist wesentlich: wir suchen die Ruhelage des Würmgletschers und dürfen dazu nur die ganz oder fast geschlossenen Randmoränen zusammenstellen, niemals aber solche und vereinzelt und verstreute Blöcke kombinieren. Das sind zwei verschiedene Dinge. „Die Hauptmasse der Moränenablagerungen schneidet allenthalben merklich unter spärlicheren höchstreichenden Geschieben ab“ (Klebensberg, Z. f. Gletscherkunde Bd. XI 1920, S. 117).

1) Das jedem Wiener wohlbekannte „Inundationsgebiet“ ist ein breiter Streifen, der neben der Donau freigehalten und eingedämmt ist, um die Hochwasserwelle durch plötzliches Breiterwerden des Profils zu dämpfen.

2) Stiny, J., Zur Eiszeitgeologie von Predazzo und Primör. Verh. Geol. R.-A. Wien 1919, S. 304.

3) Brückner (S. 958 u. S. 1000) bezeichnet zwar nur erstere als Würm, letztere als Bühl. Aber aus S. 959 geht deutlich hervor, daß er sich durch Taramellis dubiose Angabe täuschen ließ und so ziemlich alles, was er — richtig als Würm — beobachtet hatte, nachträglich zu Bühl stellte.

4) Ich notierte das letzte Erratikum „etwas über 1100 m“. Der Canalgletscher endete bei Castel Pietra, Spuren eines derartigen, Schlerndolomit führenden Gletscherstriches sind am Ceredapaßweg nicht zu finden.

von N, von der C. Peltraio (2245 m), ein kleiner Gletscher, dessen eine Zunge gegen W bis 1209 m herabstieg (kleiner Endmoränenwall an der Paßstraße), die andere liegt in der Weitung nicht weit östlich vom Ceredapaß (Br. S. 994). Es sind reine Kalkmoränen, Erratum fehlt am Ceredapaß, der Cordevolegletscher ist gegen W nicht übergeflossen, begreiflich, wenn er selbst bei Agordo nur 1440 m hoch stand (Br. S. 958). Auch der Vanoigletscher kann, obwohl der Gobberapaß viel niedriger, dem Cismongletscher keinen Zufluß geliefert haben; denn seine Moränen verbauen V. Lozen in 1000 m ü. d. M., also zwar 400 m überm Vanoi, aber nur 11 m über der tiefsten Paßfurche¹⁾; er muß stets durch V. Cortella²⁾ nach S abgeflossen sein. Auch in V. Lozen war ein Stück eisfrei; erst bei Mga. Doch und als Stauwall des seichten Calaitasees (1622 m) liegen gut ausgeprägt und in mehreren Kränzen die Endmoränen des Lozengletschers (Br. S. 999/1000). In der südlichen Randkette sind die Gletscherspuren gering und undeutlich. Vielleicht sind die Mulden NO am Agaro und N am Coppolo Kare.³⁾ Der steile Nordabfall der Pavionekette kann höchstens eisrinnenähnliche Hängegletscher getragen haben; Moräne eines solchen ist vielleicht der Schutthaufen ober Mga. V. Stua, doch kann derartiges oft auch bloß durch Lawinenschuttkegel erzeugt werden.

Die Kenntnis der Vergletscherung des Primörgebietes in der letzten Eiszeit läßt gewiß in den Einzelheiten noch manche Ergänzung wünschenswert erscheinen; die Hauptsache dürfte aber gesichert sein, daß wir nämlich die Eishöhe bei Primör entgegen der bisherigen Anschauung (1300—1450 m) um fast 300 m tiefer ansetzen müssen. Denn jene Bestimmung beruht allein auf einer zweifelhaften und ungenauen Angabe von Taramelli; alle wirklich beobachteten Gletscherspuren (Brückner, Stiny und hier) liegen tiefer. Auch ist die aus jener Annahme abgeleitete Schneegrenze von 1600 m für Primör (Br. S. 979) unannehmbar, wenn gleichzeitig bei Trient sie 1800—2000 m lag (ibid. S. 860); denn heute liegt unter gleichen Bedingungen dort im mittleren

1) Br. S. 959, vgl. übrigens Anm. 3, S. 27. 400 m ONO von den Häusern am Paß, bei K. 1051, gibt der Plan das Zeichen ZO. Ich war leider nicht in der Lage, nachzusehen, ob das nicht auf den Bänderton eines zwischen beiden Gletschern stagnierenden Eisweihers begründet ist.

2) Grundmoräne ist in kleinen Fetzen hier und da, bis ober die Cortellastraße, an die Wände angeklebt.

3) Dafür Dal Piaz (Bacino della Piave, S. 28).

Etschgebiet die Schneegrenze etwas (vielleicht 100 m) tiefer als im Primörgebiet (Brentagruppe gegen Palagruppe).¹⁾ Dieser Unterschied gründet sich darauf, daß der nach Primör wehende Regenwind bereits zwei Ketten überstiegen und demgemäß Feuchtigkeit verloren hat, während er im Etschgebiet (wenigstens zum Teil) durch die gegen S offenen Täler hereinwehen kann. Wie nun das Eiszeitklima gewesen sein mag, diese Begünstigung des Etschgebietes muß auch damals bestanden haben, und die Schneegrenze kann daher bei Primör nicht tiefer gelegen haben als bei Trient. Wir werden sie daher auf 1800—1900 m setzen; das stimmt dann damit, daß Brückner für den Lozengletscher 1800 m (S. 1000), für den Canaligletscher 1900 m berechnet (S. 1001). Daß der Cismongletscher etwas kümmerlich ausfiel, kann unter diesen Umständen wenig wundern; er hat ja gar kein rechtes Einzugsgebiet, nur die flache und niedrige Bergflanke im W. Von N über den Rollepaß kam vielleicht etwas Zufluß (Br. S. 958), aber sicher nur aus ganz kleinem Einzugsgebiet; denn die Leitgesteine von Predazzo, die kaum zu übersehen wären, fehlen um Primör. Die ganze Ostflanke ist dagegen als Zehrgebiet zu betrachten; denn von der gegen O abdachenden Pala kam kein nennenswerter Zufluß, selbst der verhältnismäßig noch am günstigsten gelegene Canaligletscher kam nur bis Castel Pietra, vereinigte sich also nicht mit dem Hauptgletscher. Das mag erklären, daß die beobachteten Gletscherspuren am Westufer etwa 100 m höher liegen als am Ostufer. Der rasche Abfall der Gletscheroberfläche erklärt sich durch Abschmelzen, weil tief unter der Schneegrenze, und Ausbreiten in der Talweitung von Primör. In die Cismonschlucht unter Imer trat der Cismongletscher noch etwa 400 m mächtig (wie oben der Vanoigletscher), aber weniger als 1 km breit ein.

Ein Rückzugsstadium des Cismongletschers mag durch die

1) In der Brentagruppe liegt ein flach nach N abdachender, im übrigen aber ungeschützter Gletscher, die Vedretta Flavona, an der Rocchetta della V. Persa 2825 m; das in allen Einzelheiten entsprechende Gegenstück in der Palagruppe, der Ghiacciajo di Fradusta, liegt am Nordhang der C. di Fradusta 2937 m, während benachbarte Randgipfel des Palaplateaus, mit 2800 m, noch keine derart vergletscherte Nordflanke tragen. Auch im großen wird man den Eindruck nicht leugnen können, daß die Brentagruppe an Gletscherentwicklung die ganz ähnlich aufgebaute Palagruppe um viel mehr übertrifft, als dem geringfügigen Höhenunterschied beider entspricht. Aus jenen beiden kleinen Gletschern berechnet sich die Schneelinie für die Brentagruppe zu 2700 m, für die Palagruppe zu etwas weniger als 2800 m.

Moräne in 834 m ober Transacqua (s. oben) angedeutet sein. Der Gletscher könnte dann etwas bis unter Imer gereicht haben. Sicher war das aber bloß vorübergehend. Im oberen Lozengebiet hat Brückner zwei kleine Kargletscher mit Enden in 1900—2000 m festgestellt (S. 1000). Sonst ist von Stadien nichts bekannt und wird auch wohl wenig zu finden sein. (Die Schuttmassen östlich S. Martino [Br. S. 1001] können ja vielleicht Stadialmoränen sein, aber ihre Entstehung durch Bergsturz, wie Mojsisovics meinte, oder durch Lawinen scheint ebenso möglich.)

2. Die Mulde von Tesino—Lamon

Die Beckenlandschaft von Tesino und Lamon bildet dem geologischen Bau nach die Verbindung zwischen den beiden Großsynklinalen von Belluno und von Borgo; sie hat auch hydrographisch lange Zeit die Verbindung zwischen beiden Senken hergestellt, und die Weiträumigkeit der alten Talböden zeugt von der Größe des Flusses, den sie beherbergt hat und dem nicht bloß das heutige Einzugsgebiet der Brenta ober Borgo, sondern auch der Avisio und vielleicht ein Teil des Etschgebietes tributär war. Daß insbesondere bei Tesino ein großes und zwar N—S, also quer zum Flußlauf, in die Länge gezogenes Becken ausgeräumt wurde, hat allerdings noch seine besondere Begründung im Gebirgsbau. Längs der oben (II, 3) erwähnten Störung, entsprechend dem heutigen Grignobache, kamen damals von beiden Seiten Nebenflüsse, einer von N aus dem Astagebiet, der heutigen V. Tolva, einer von S, von Barricata auf den Sieben Gemeinden her. Beide wichen von der geraden Verbindungslinie, jeder im Sinne seiner Strömung nach rechts ab, vielleicht durch die Corioliskraft abgelenkt (Baersches Gesetz), wahrscheinlicher aber, weil die Grignostörung in ihrer ersten Anlage (vielleicht vor der Blattverschiebung) im N, um Malene, eine Flexur mit höherem Ostflügel, im S, um Barricata, ebenfalls eine Flexur, aber mit entgegengesetztem Sinn, mit höherem Westflügel vor. So drängte nun der Tolvabach den Brentafluß über Pieve in großer Schleife gegen SW, gegen den Mte. Mezza; der Barricatabach schob aber die nächste Schleife wieder zurück nach NO und über Castel Tesino gegen den Agarahang.

Im weitem und flachern Teil der Synklinale, gegen Lamon, konnten wahrscheinlich die Mäander sich freier entwickeln; immerhin überwog der Druck von N und veranlaßte den Abfluß gegen SO. Ich halte den Flußlauf V. Rodena—Arina—Lamon—

Pte. della Serra—Fonzaso für antezedent, und zwar sowohl in bezug auf die Picosta-Spezialfalte, als besonders gegenüber der Lan-Antiklinale. Daß die Brenta jemals etwa über Croce d'Aune gegen Pedavena geflossen wäre, dafür ist kein Anzeichen zu sehen. Wäre sie aber einmal in den Mergeln jenes Muldenkernes auf dem kürzesten Weg ins Bellunobecken hinabgegangen, so ist ein Grund für eine Ablenkung quer durch die Lan-Antiklinale (auf längerem Weg) nicht zu erdenken. Daß der Durchbruch durch eine kleinere Querstörung begünstigt gewesen sein dürfte, ist bereits erwähnt worden (II, 4), spielt hier aber nur eine Nebenrolle.

b) Abgesehen von vereinzelt und zweifelhaften höheren Leisten finden wir als oberstes, ziemlich zusammenhängendes Gesimse längs des ganzen Nordrandes: Drio Silana (obere Terrasse) 1303 m—1303 m—1330 m—1377 m—Talstufe der Mga. Sorgazza di sotto—1438 m und Mga. C. d'Asta 1402 m—Tolvagola (obere Terrasse 1305—1323 m). Im obersten Tobel des Torrente Senaiga ist auf 1,5 km der Talboden überraschend eben: 1500—1456—1442—1420 m, Anschlußterrassen dazu rechts: Mga. Prapeze 1481 m und links Mga. Dotessa di sotto 1459 m. Kleine Rückfallkuppen am Coppolo-Westhang (1471—1420—1324—1348 m) leiten zur breiten Kuppe des Colle di Cec (1326 m, S vom Coppolo), und weiter östlich vermittelt der Sasso Falarès 1308 m am Ausgang der Cismoneschlucht eine zwar recht lückenhafte, aber immerhin plausible Verbindung zum Talboden b) des Primörgebietes.

Ein Gegenstück dieses Gesimses südlich der Talung ist nicht vorhanden. Zum Teil ist der Rand der Mulde niedriger, aber auch die höheren Berge zeigen kein Gesimse in entsprechender Höhe. Daß man sichere Talbodengesimse nicht mit Gipfflächen zu einer Verebnungsfläche verquicken darf, ist hier ausgezeichnet illustriert durch den Gegensatz zwischen dem Gesimse, das am Rande der Coppoloflexur sehr gleichmäßig 1320—1350 m hoch liegt, während die Gipfelhöhen südlich davon nur in groben Zügen damit vergleichbar sind, tatsächlich aber eine starke Streuung zwischen 1200 und 1500 m zeigen. Regelmäßiger sind die Gipfelhöhen in der Forcellonagruppe südlich der Brenta, aber diese liegen gar zwischen 1500 und 1600 m. Eine derart einseitige Terrasse hätte entstehen können als Strandlinie, was wir für Pliozän und Quartär aber mit völliger Sicherheit ausschließen können, oder es war damals das Tesinobecken etwa 500 m hoch mit Tertiär aufgefüllt, wofür auch keinerlei Anhaltspunkte.

*b*₂) Dagegen treffen wir um ca. 150 m tiefer eine ums ganze Tesinobecken merkbare Terrasse, und zwar S von Pieve und Cinte Tesino eine breite Fläche am Mte. Mezza 1209 m—1180 m—1206 m—1131 m—1136 m—1153 m, ebenso zwischen Brocconestraße—V. Rodena und Senaiga (△ 1218 m—1154 m—1151 m—Magri 1164 m—1161 m—1169 m—Belvedere 1180 m—Mte. Croate 1173—1204 m). N von der Coppoloflexur (d. h. im Verbreitungsgebiet von *b*₁) setzen sich diese Terrassen nicht fort, und das unterstützt die Annahme, daß an dieser Störungslinie die beiden Hälften des Talbodens *b*) um etwa 150 m gegeneinander verstellt worden wären.

c) Einheitlich ist dagegen die nächsttiefere Terrasse: N vom Pieve Tesino die Felskante von Silana 1020 m—Campestrin ca. 1000 m und in festgeschlossenem Gesimse (1043 m—1055 m—1089 m—1095 m) V. Tolva-Westufer aufwärts bis ober Malene (1151 m—1173 m) und an der Ostseite ebenso zurück (1092 m—1049 m—1024 m) zur breiten Terrasse an der Ecke der Brocconestraße (Pasugola 1063 m—1000 m—1051 m—Righi 1002 m) und weiter gegen O als schmales Gesimse ober den Felswänden N der V. Rodena (1002 m—1013 m—1011 m—+ 1061 m), und S von ihr (1074—1013 m). S von Pieve gliedert sich dies Gesimse der großen Terrasse des Mte. Mezza als tieferes Stockwerk ziemlich unscheinbar an: 1027 m—1085 m am Nordende, 1066 m—1080 m—1072 m—1059 m in der Südhälfte.

Gerade an der Brocconestraße sitzt auf diesem Gesimse ein alter Schuttkegel auf, die von Trener entdeckte Agarobreccie¹⁾, gebildet aus den in der Nachbarschaft anstehenden Lias-Oolithen, aber auch (sehr selten) Kristallin führend, das hierher nur mit dem Gletscher gelangt sein kann. Die Ähnlichkeit mit den oben (III, 1) beschriebenen Breccien des Primörgebietes in Aussehen, Lagerungsform und Erhaltung ist vollkommen. Wir können somit die ganze Gruppe sicher vor die jüngere Eiszeit stellen.²⁾ Über genauere Zeitbestimmung wird noch zu sprechen sein.

1) Trener, Verh. R.-A. 1909, S. 168. Die Eintragung in der geologischen Spezialkarte ist viel zu klein. An der Brocconestraße bei 1117 ist Agarobreccie fast 1/2 km breit noch aufgeschlossen; sie füllt also das ganze Tal von Le Forche herab bis zur 1000 m-Terrasse; das Vorkommen in Telvagola konnte ich leider nicht besuchen.

2) Treners Schluß (ibid.), daß der Breccie, „wie das Vorkommen von erratischem Material bekundet, ein postglaziales Alter zugeschrieben werden

r) Der tiefste Talboden, auf dem die Brenta noch über Tesino—Val Rodena (daher Ordnungsbuchstabe „r“) nach Lamon floß, ist jener, auf dem die Orte selbst liegen: Paß W von Pieve Tesino 912 m—Pieve-Ort (865—878 m)—Castel Tesino (898 und 871 m)—V. Rodena: Westeingang 830 m, Doline 819 m, Bergsturz 885 m—S. Donato 865 m—Tellina 824 m. Daß gerade in V. Rodena die Talfurche schmal ist, bezeugt, daß der Fluß keinen langen Stillstand hatte, sondern nur eben bis zu dieser Tiefe eingeschnitten war, als die Ablenkung der Brenta gegen Primolano eintrat. Dem entsprach eine kleine sofortige Tieferlegung des Talbodens bei Tesino (*r'*): Wiesen S von Pieve 821 m und N von Castello (804—790 m), um S. Rocco (S von Castel Tesino 827 m) und längs, zum Teil oberhalb der Straße gegen Grigno (799 m—819 m—777 m—744 m—726 m) und auf der Westseite: 697 m—709 m—599 m (ober Grigno).

s, t, u) Es folgte nunmehr Tiefenschürf ohne Zwischenhalt; wie tief, ist auch hier nicht bekannt. Dann wurde die Rinne mit Schottern aufgefüllt, die in der Bachbiegung bei Coltarondo (SO von Cinte Tesino) vom heutigen Bachbett (*t*=538 m) bis zur Terrassenkante (*s*=683 m) aufgeschlossen sind. Diese Schotterflur spitzt aufwärts bis ober die Straße Pieve—Castel Tesino (782 m) und geht nach abwärts über in die Terrassen S von Cinte Tesino.

Der Überrest des südlichen Seitentales, der S vom heutigen Brentalauf bei Barricata erhalten geblieben ist, kann un schwer angeschlossen werden. Reste eines breiten alten Talbodens ziehen im Bogen auf der Westseite von Mga. Giogomalo 1392 m—1336 m—Mga. Lagossimo di sotto 1379 m—1375 m—1310 m—1327 m—Mga. Seura 1372 m—Osteria alla Barricata 1336 m zur Paßhöhe gegen die Marcesinaalpe (1375 m) und auf der Ostseite zurück—Mga. Campo Capra di sopra 1365 m—1321 m—1353 m—1340 m zum mitten im Tal liegenden Col dei Colombe 1305 m und zur Rast des Mte. Aveati △ 1321 m. In diesen Boden ist eine Rinne eingeschnitten, beginnend bei Mga. Campo Capra di sotto 1285 m, unter Col dei Colombi bereits 1257 m—Nordwestecke des

muß“, ist unverständlich. Erratikum beweist doch nur, daß irgendeine Eiszeit vorübergegangen war. Daß hier die letzte nicht in Frage kommt, ergibt sich schon aus dem Umstand, daß deren Gletscher kaum über 1000 m, d. h. nur an den Fuß des Schuttkegels gelangt ist, und daher sicher nichts hineinbringen konnte.

Mte. Aveati 1216 m. Das sind offenbar die Talböden b_1 und b_2 , ober Grigno einst in 1300 und 1200 m, gegen das obere Talende aber konvergierend. Die östlich benachbarte V. Brutta ist schmaler, zeigt daher Talboden b_1 nur im Hintergrund bei Mga. Val coperta di sotto 1345 m, Mga. della Conca 1348 m und 1390 m—Mga. V. Brutta 1431 m—Mga. Campo di spora 1442 m, und von Talboden b_2 nur das kurze mittlere Stück 1313 bis 1215 m; dafür aber eine ziemlich lange Strecke unter Mga. Valle 1161—1123 m. Das und ein kleiner Absatz östlich an der Barricatomündung (1184 m) dürften die Reste von c sein. Dann wurde der Barricatabach von Primolano her angezapft, sein Unterlauf Grigno—Tesino umgekehrt und schließlich die Flußschlinge Castelnuovo—Strigno—Tesino—Grigno durch einen direkten Durchbruch Grigno—Castelnuovo (Anzapfung längs einer Zerrüttungszone rückschreitend?) abgeschnitten. In Tesino hinterließ der erste Akt — Ablenkung der Brenta gegen Grigno — den scheinbar noch einigermaßen ausgeglichenen Talboden r' . Am Eingang ins Tesinobecken weicht dies nur wenig von r ab (im Paß W von Pieve Tesino Talfurche beim W. H. etwa 30—40 m tiefer als der, jetzt allerdings in Rundhöcker zerlegte Felsriegel), gegen SO aber nimmt dies schnell zu (unter Pieve 60 m, unter Castel 80 m), und bei Grigno ist r auf 600 m ü. d. M. zu schätzen; die südlichen Seitentäler hängen also plötzlich fast 500 m überm Haupttal, und sie blieben hängen, weil die dieser gewaltigen Unterscheidung entsprechende unterirdische Entwässerung (Verkarstung) ihnen nunmehr das fließende Wasser entzog. Die kleinere V. Brutta, der, weil oberm undurchlässigen Ammonitenkalkhorizont gelegen, das Wasser nicht gänzlich derart abgegraben werden konnte, ist deshalb besser ausgearbeitet, als die Talung von Barricata, die nach dem bloßen Oberflächenrelief ein bedeutend größeres Einzugsgebiet haben sollte.

Auch die kleine Hügelgruppe südlich der V. Rodena läßt sich ohne besondere Schwierigkeiten hier anreihen. Wir treffen um den obersten Torrente Valporra in weiten Hochflächen das Gesimse b vertreten: rechts Masi di Celado (+ 1156 m—1130 m—1145 m—1103 m—1169 m—1112 m—1128 m—1174 m, im schmalen Gesimse SO 1163 m—Valporra 1160 m), und auf der linken Talseite im Südosthang der C. della Badia (1130 m—1162 m—1122 m Colle di Tei). Darin eingesenkt Gesimse c : Z. 1078 m—

Tocco 1078 m—1032 m und am Ostrücken der C. della Badia (1042 m—1060 m—1004 m). Und die oberen 4 km Talboden, die bis Cristo della Scala 797 m ausflachen, werden wohl dem Niveau r zuzuordnen sein.

Dagegen gelingt es nicht, diese Gesimse ohne weiteres ins eigentliche Becken von Lamon hinauszuführen. Östlich des Cison haben wir da die breite Terrasse: S von Faller 822—860 m—il Colle (W von Faller) 812 m—Col Falcone 862 m—Colle Rizza 852 m—C. Copena 890 m—Talstufe des Masierabaches um Aune 895 m—866 m (Kuppe N von Salzen)—834 m—836 m—C. della Valle 827 m—847 m; oberhalb dieser Terrasse hebt sich das Gehänge ohne viel weitere Gliederung gegen den Ost- und Südrand des Beckens. Darunter folgt das Gesimse, das dem Kirchenhügel von Lamon (639 m) entspricht. Allerdings trennt sich diese Grundstufe im Bilde fast gar nicht von der viel jüngeren Baustufe (ca. 600 m), auf der Dorf Lamon steht, und die nächsttiefere Grundstufe (Col della Croce 501 m und M. Castello 511 m, zwischen Lamon und Pte. della Serra) ist ganz unter jenen Schottern verschwunden.

Da von letzterem Erosionsstillstand die Eintiefung unmittelbar bis zum tiefsten Felsboden ohne Rast weiterschritt (Fuß der Staumauern vielleicht 20 m unter der dem ursprünglichen Schotterbett entsprechenden Brücke bei Pte. della Serra—379 m—also in ca. 360 m), so ziehen wir Col della Croce zu r , folglich Kirche Lamon zu c und Col Falcon zu b , mit anderen Worten, wir wollen annehmen, daß noch in ganz junger Zeit das Becken von Lamon gegenüber dem von Tesino beträchtlich abgesenkt worden ist. Über die Gründe für und wider die Annahme derartiger junger tektonischer Vorgänge wird später im Zusammenhange noch zu sprechen sein. Hier soll nur bemerkt werden, daß die gegenteilige Annahme, die Terrassen von Tesino hätten sich ungefähr gleichsohlig nach Lamon fortgesetzt, wären aber bei Ausräumung der hier, aber weder in Imer noch in Tesino vertretenen tieferen Talböden fast ganz zerstört worden, unerklärt läßt, warum von jenen Erosionszyklen nur hier und nicht dort Spuren geblieben sind und wieso die Ausräumung nach Ablenkung des Hauptflusses ebenso oder gar stärker war als vorher. Andererseits ist festzustellen, daß die Landschaft zwischen Lamon und S. Donato—Arina mit einem allmählichen Übergang zwischen gehobenem und gesenktem Gebiet ganz gut verträglich ist und daß die gewaltige

Verschüttung (über *r* fast bis *c* reichend) zum Charakter einer jungen Senke paßt.

Die Schotter von Lamon hat bereits Brückner (S. 903) sehr gut und ausführlich beschrieben. Es sind ziemlich feine, gelegentlich sandige, horizontal geschichtete Schotter, „ohne eine Spur von gekritzten Geschieben“. (Bei Lamon selbst fand ich fast ausschließlich Kalk, nichts Kristallines, allerdings konnte ich nur wenig suchen. Brückner, S. 964, fand bei V. Moline Asta-Gesteine.) Die Oberfläche ist sehr gut erhalten und eben; Westseite: Cattesona 580 m = Lamon-Südenende 590 m = Lamon-Nordenende 594 m = Resentera 607 m, d. i. 27 m auf 1,8 km = 15 ‰; Ostseite: Sorriva O 602 m = Cà Noncia 620 m = unter Zorzo 635 m, d. i. 33 m auf 2,1 km = 15,7 ‰, „also ein Gefälle, wie es den Schuttkegeln kleiner Alpenflüsse eigen ist“ und insbesondere vom Cison selbst zu erwarten wäre (die heutige Schotterflur Imer—Primör hat 21 ‰!). Moräne fehlt völlig, sowohl auf der Oberfläche der Schotter, als auch an der Basis der 200 m mächtigen Ablagerung. Ebenso wurde die Felsoberfläche darunter an einigen Stellen gewaschen, aber nirgends geschliffen gefunden. Brückner begründet seine Einreihung ins Fluvioglazial des Würm-Rückzuges auch nur damit, daß die Höhenlage nur als Stau des bei Fonzaso liegenden Brentagletschers erklärt werden könne (vgl. Kap. IV, 1 und 3).

Glazialgebilde. Durch den vom Fluß geöffneten Paß strömte das Eis des Brentagletschers der Würmeiszeit, etwa bis 1300 m hoch gestaut¹⁾, aus dem Becken von Borgo nach Pieve Tesino; der häufig und in großen Blöcken vorkommende Quarzporphyr, den schon Mojsisovics gesehen hat (Dolomitriffe S. 405), aber gar vom Vanoigletscher herleitet (!), wird wohl aus V. Calamento oder V. di Cave stammen. Der Erweiterung zum Becken entspricht eine starke Senkung der Eisoberfläche, es scheint etwa die Terrasse *c* in rund 1000 m die Rolle des „Inundationsgebietes“ gespielt zu haben; denn in dieser Höhe findet man die Moräne bei Campestrin (N von Pieve Tesino) und unter der Brocconestraße. Von hier nach S war der Weg frei, aber da bei Grigno das Eis ungefähr gleich hoch gestanden hat (siehe unten

1) Auf dem Lefrè fand Trener bis 1382 m Erraticum (Br. S. 964), aber die Hauptmasse liegt hier wie anderswo (vgl. die Bemerkung in III, 9) tiefer als die höchsten Vorposten, so NO am Lefrè um Campivolo di Valle 1280 bis 1300 m.

III, 4), wird nicht viel weder hin noch her geflossen sein. Durch V. Rodena stieg eine Zunge gegen Lamon hinab; schmal und noch nicht einmal 200 m mächtig wird sie kaum viel über den Engpaß hinausgekommen sein, größere Endmoränen hat sie jedenfalls nicht hinterlassen. Auch der Cismongletscher der Würmeiszeit kann nicht weit ins Becken von Lamon vorgedrungen sein. Bestenfalls trat er bei Imer mit der Oberfläche bei 1150 m ins schmale Durchbruchstal ein; das Gefälle der Oberfläche des Eises war bei Primör wenigstens 30 ‰. Denken wir das ungefähr fortgesetzt, so könnte die Zunge am Beginn des Beckens bei Pte. d'Oltra etwa bis 700 m gereicht haben. Wahrscheinlich muß man das Gefälle im unteren Teil steiler nehmen (Piavegletscher bei Feltre 50 ‰, Br. S. 966). Daß eine derart schmal und geringmächtig aus der Schlucht austretende Zunge sich zu einer das Becken füllenden Eismasse zu verbreitern imstande wäre, halte ich für ausgeschlossen, glaube vielmehr, daß sie so tief unter der Schneegrenze bei nur geringer Verbreiterung, d. i. Abnahme von Mächtigkeit und Geschwindigkeit, alsbald abschmelzen muß. Die lokale Schneegrenze hat aber Brückner (S. 979) zu 1600—1650 m berechnet, an dem kleinen Gletscher, der von der Hochfläche der Feltriner Alpen durch V. Masiera herabfloß; Endmoräne unter Salzen in rund 700 m ü. d. M.¹⁾ Brückner (S. 960) schließt auf Eisfüllung des Beckens von Lamon aus dem Fund von gekritzten Geschieben oberhalb Arina 756 m und zwischen Zorzo 722 m und Servo 610 m, sowie von Erraticum in den Schottern und Sanden auf dem Col Falcon 862 m. Gekritzte Geschiebe (d. h. wohl Kalk?) sind etwas ganz Unverlässliches, zumal vereinzelt, und auf dem Col Falcon kann „Erraticum“ (d. h. wohl Kristallin?) in jedem Schotter liegen, und außerdem finden sich (stark ferrettisierte)

1) Daß wir mit der „Reduktion“ des Cismongletschers auf dem richtigen Wege sind, zeigt sich gleich daraus, daß damit eine ganze Menge Schwierigkeiten wegfallen. Stand der Cismongletscher bei Lamon 800 m, so konnte die Lokalmoräne bei Salzen in 700 m nicht gut abgelagert werden. Brückner ist daher zu der Verlegenheitsannahme eines Stadiums zwischen Würm und Bühl, das sonst nirgends bekannt ist, genötigt; daß die Schneehöhe von 1600 m bei Primör nicht zu der bei Trient ermittelten paßt, ist bereits erwähnt (III, 1), ebenso unmöglich ist aber (trotz Br. S. 1001!) die gleiche Schneegrenze vor und hinter der ersten Randkette von 2000ern. Dagegen entspricht der Abfall von 200 bis 250 m den sonstigen Beobachtungen (z. B. Brentagruppe 2700 m, Adamellogruppe in deren Schatten 2900 m; Mitt. Geol. Ges. Wien, V., 1912, S. 169).

Altmoränen auf der Ostseite des Mte. Avena, Mte. Garda usw. zwischen 1150 und 1250 m.¹⁾

Lokale Vergletscherung findet sich, weil der Südabfall von Agaro und Coppolo dafür nicht genügend Raum hat und der sonstige Bergkranz zu niedrig ist, nur in der Gruppe des Mte. Pavione. Deren Würmgletscher ist eben erwähnt worden, die Bühl-Endmoräne liegt 1020 m ü. d. M. ober Aune (Schneegrenze 1800—1850 m = Br. 979), die Moränen der kleinen Gschnitzgletscher liegen auf dem Plateau in 1850—1950 m (Schneegrenze 2000—2050 m = Br. 1002).

3. Das Becken von Borgo

Die Umgebung von Borgo ist morphologisch schwer zu deuten: im N charakterlose Rundung des Kristallin, im S der fast ungliederte Absturz der Sieben Gemeinden; und wenn einmal junge Dislokationen möglich sind, so können Nord-, Südrand, Beckenmitte und die darin aufgefalteten Schollen (Armentara, Civaron) jedes ganz verschieden bewegt worden sein. Diese Probleme zu erschöpfen, reichen meine Beobachtungen nicht aus, weswegen ich mich auf das zum Anschluß Nötigste beschränken werde.

Die mittleren Gipfelhöhen der Berggruppen nördlich an der Suganerlinie hatten wir (III, 1) wie folgt bestimmt: Gruppe der C. d'Arzon 2402 m = Gr. d. C. Orena 2312 m = Mittl. Astagruppe 2516 m = Gr. d. Cimon Rava 2435 m = Gr. d. Primarluna 2327 m = Berge von Palai 2336 m. An letztere schließt übers Weitjoch 1842 m der Rücken der Panarotta 2002 an, vielleicht eher ein Stück von Talboden *a*. Letzteren hatten wir am Salubio in 1850 m, bei Canal S. Bovo in 2050 m. Auf den Sieben Gemeinden liegt der Rand gegen das Brentatal am höchsten und von diesem wieder die Mitte. Lissergruppe (15 Gipfel zwischen 1480 und 1636 m), Mittel 1539 m; Sattel von Barricata Marcesina 1375 m; W davon steigen die Gipfelhöhen schnell wieder an (von S nach N: Taferle 1724 m—Spitzkegerle 1796 m—Scoglio del cane 1827 m—Castelloni di S. Marco 1830 m); von da, entsprechend der schwach SO geneigten Platte, gleichmäßig

1) Dal Piazz, Bacino della Piave, S. 27, vgl. auch Alpi Feltrine, S. 158. Taramelli (Prov. di Belluno, 1879, Atti soc. It. sc. nat. XXI, S. 40 des S.-A.) gibt Moränen vom Nordhang des M. Avena, Col di Frasseni und Col Martel 400 m überm Fluß, das ist ca. 800 m ü. M. (vgl. auch Br. S. 960).

ansteigend (am Nordrand: C. Isidoro 1909 m—Pta. Molino—1956—1937 m—C. Maora 2124 m—M. Ortigara 2105 m) gegen den N—S ziehenden Kamm: C. Dieci 2214 m—C. Dodici 2336 m—Kempel 2330 m—Segnale Nord \triangle 2101—u. s. f. Von diesem bricht die Hochfläche gegen W steil etwa 300 m ab; die Fortsetzung liegt mit ihrem Nordrand bei Porta Lenzuola 1956 m — Costalta 2013 m — Pizzo di Verle (C. di Vezzena, Sp.-K.) 1907 m hoch. Die Culminationen N und S der Brenta entsprechen einander nicht; die C. Dodici liegt nicht der C. d'Asta gegenüber, sondern im Gegenteil der tiefsten Talung am Salubio. Unverkennbar ist dagegen die Beziehung zur Tektonik. Die Tafel der Sieben Gemeinden ist dort am höchsten aufgebogen, wo der Civaron wie ein Keil sich darunter schiebt, und zwar nur so weit, als dieser reicht. Dem Ostende der Civaronschuppe entspricht eine Verwerfung und oben der Steilabschwung des Kempelrückens gegen W (ganz ebenso entspricht übrigens dem Westende der Armentaraschuppe oben auf der Hochfläche der Abschwung von C. di Vezzena nach Mte. Rover).

b) Die Terrasse *b*, welche nördlich von Tesino 1300 m hoch lag, ist auch am Nordrand des Beckens von Borgo in ziemlich breiten Flächenstücken zu erkennen: am Salubio-Ost- und Südhang 1409—1434 m—1452 m—1479 m Zimaja, N, und 1461 m—1485 m—1491 m—1454 m W von Torcegno. Letztere Alpterrasse (Campo) zieht weiter über Desene 1402 m—1416 m—1417 m—Paikofl 1461 m—1429 m Pozze—1424 m Prese—1405 m Bernardi bis Erterli 1413 m—S. Oswald 1450 m, W von Ronecegno. Von hier läßt sich dies Gesimse wohl nach W weiter verfolgen über Vetriolo 1452 m—Busa grande 1508 m—Brennstall 1519 m—1537 m bis ins Fersental und jenseits desselben am breiten Rücken ober Eichberg (M. Brada 1584 m). Auf der Südseite des Beckens findet sich aber keine Spur eines entsprechenden Gesimses.¹⁾ Auf den „Mittelgebirgen“ (nach Lage und Höhe dürften Armentara, Civaron—Lefrè diese Bezeichnung wohl verdienen) ist der höchste Talboden in V. Sella 1000 m, am Zaconsattel 1008 m, woran sich die Gipfelhöhe des Civaron anschließt: Nordrand 952—956—925—989 m. Dies als Äquivalent von *b* zu betrachten wird dadurch

1) Der österreichische Plan verzeichnet N von Costalta 1691 „Höhle“, was wohl mit der Angabe von Höhlengerinnen unter C. Manderiolo stimmen wird. Das gäbe wohl einen Anhaltspunkt für die damalige Vorflut (*b*).

unterstützt, daß man im N zwar mancherlei ungewisse Terrassierung findet, so um 1300—1350 m oder 1200—1250 m, aber gerade um 1000 m keine.

c) Geschlossen und ziemlich ungestört um das ganze Becken zieht erst Brückners „höheres Gesimse“ (S. 989) in rund 800 m u. z. in großen Flächen bei Pradelan 850 m— Δ 857 m—810 m Bieno; 834 m—847 m + 829 m N^l von Strigno—Talboden am Masobach bei W. H. Pontarso 922 m—Ruine Castel alto ober Telve 796 m—Campestrin 784 m—Torcegno 779 m—Ronchi 776 m—Die beiden Torwächter von Borgo: S. Pietro Δ 845 m und S. Giorgio 706—728 m—Stufe der V. Sella ober Olle (Dosso) 780 m—Mga. Civaron 838 m—Civaron—Ostgrat 853— Δ 782 m.

Brückners tieferes Talniveau, für das er aus den Stufenmündungen die Höhe 500 m ü. d. M. ableitet, ist nicht einheitlich; wir haben fast überall zwei Gesimse, die nicht ganz 100 m auseinanderliegen. Ober der breiten Rast von Castel Ivano 485 m liegt die Terrasse von S. Vindemiano 513 m—531 m—540 m; ober Strigno 501 m liegt Spera 553 m; ober Carzano 428 m liegen Martinei 589—591 m bzw. Telve 540 m und die eigentliche Mündungsstufe des Ceggiobaches 587 m; S von Telve Trentin 458 m und darüber Castel Telvana 558 m; Olle 440 m und weiter am Nordfuß des Civaron über Maso del Crucolo bis Sta. Margherita, darüber die Mündungsstufe bei Belisenga 560 m. So stark diese Gesimse auch verschüttet und verkleistert sind, so erkennt man doch zwei sichere Grundstufen, im Mittel 450 und 550 m, die den Gesimsen r und r' bei Tesino entsprechen, d. h. Talboden vor und nach der Ablenkung der Brenta nach Primolano.

Wie tief die Brenta seitdem eingeschnitten hat, ist nicht bekannt. Die nachträgliche Aufschüttung hat die Rinne fast vollständig wieder aufgefüllt und r' beinahe erreicht. Neuerlich dann in dies Schotterlager einzuschneiden, wie wir es sonst überall beobachtet haben, war der Fluß noch nicht imstande; im Gegenteil, man kann den Eindruck gewinnen, als ob die Aufschüttung noch weiter fortgehen würde. Dafür spricht, daß die Wildbäche Ceggio, Maso, Chioppina den Brentafluß ganz gegen die Südseite gedrängt haben und auf der von ihnen aufgeschütteten schiefen Ebene fließen, nur von den großen Uferdämmen am Pendeln gehindert, während sie anderenfalls in ihre Schuttkegel wieder einschneiden müßten.

Glazialablagerungen (nur unvollkommen bekannt).

Nach den Moränen am Lefrè (vgl. III, 2) stand der Würmgletscher hier 1300—1400 m hoch. Rückzugsstadien des Talgletschers fehlen im Sukanertal, doch soll in einer Stillstandslage der Hauptphase ein isolierter Gletscherarm von Novaledo in V. Sella eingedrungen sein, Zunge bei 940 m (Br. S. 999). Die großen Flächen „Glazialablagerungen“, die Terner in V. Campelle, Calamento und V. di Cave in seine Karte einträgt, würden übrigens eine spezielle Untersuchung wohl verdienen. (Mojsisovics', Dolomitriffe S. 414, Angabe, daß in V. Sella außer Quarzporphyr und Quarzphyllit auch Astagranit vorkomme, wäre wohl neuerlich nachzuprüfen; der typische Porphyrganit der C. d'Asta ist nicht zu wechseln.)

4. Die Synklinale Asiago—Primolano—Feltre

Während der tektonischen Synklinale bei Primör, Lamona—Tesino und Borgo jeweils eine Hohlform der Oberfläche entspricht, welche morphologisch eine Einheit darstellt und — wenigstens bis zu den letzten Flußablenkungen — auch hydrographisch eine Einheit bildete, so war die Synklinale Asiago—Feltre hydrographisch niemals eine Einheit, und die Entwicklung der Oberflächenformen ihrer Teile war, entsprechend ihren verschiedenen Schicksalen, recht unterschiedlich. Auf den ersten Blick wird man heute zwischen der flachen, verkarsteten, von Flußgerinnen kaum angeritzten Hochfläche von Asiago, den tief eingeschnittenen, oft schluchtartigen Tälern von Brenta, Cison, Stizzone und dem weiten, mit Tertiär- und Quartärschotterterrassen erfüllten und gegliederten Bellunobecken wenig Gemeinsames, weder in den Hauptzügen noch in den Einzelheiten der Formgestaltung, finden können. In den älteren Phasen der Talgeschichte war jedoch die Trennung der Teile viel weniger scharf.

Ursprünglich entsprachen der Synklinale zwei Gerinne, die von einer flachen Talwasserscheide gegen O und W abflossen. Von der Brentaschlucht unter Primolano existierte damals noch keine Spur. Immer höher, je weiter man nach S kommt, steigen beiderseits der Brenta die ungegliederten Felswände empor, und verbindet man die einander gegenüberliegenden Terrassen ober der Felskante quer über die Schlucht, also paarweise: W Col Tonder 1132 m—O Col Bonato 1127 m; Sasso rosso 1198 m—Col Caprile 1282 m; Col d'Asiago 1241 m—Col Moschin 1278 m, Mte. Campo

longo 1142 m—Mte. Raniero 1248 m; Mte. Cama 1002 m—Osteria del Campo 1020 m; (W von Campese) K. 810 m—La Gusella 816 m, so erscheint bei Valstagna eine Wasserscheide in ungefähr 1250 m, und zwar als flache Einsattelung in dem vom Rand der Sieben Gemeinden zum Grappa ansteigenden Rücken: W liegt C. Ecker und Montagna Nuova (1366 und 1327 m), im O Beretta 1458 m und Asolone 1520 m.

Die Wasserscheide im Längstal lag damals zwischen Foza (Füsche) und Enego (Gen Eben). Die Fortsetzung des Gerinnes des Ghelbaches: Asiago 999 m—Ghel (Gallio) 1090 m ist nördlich der Frenzelschlucht auf den gegen diese und gegen die Brenta herabziehenden Rücken zu suchen. So Valle dei Ronchi 1046 m—1042 m—Costalta 1041 m, im Kamm Foza—S. Francesco (1141 m) der Sattel Pabel 1042 m; Carpenedi 1062 m im Nordgrat des Sasso rosso (1198 m); Stonar 1042 m—1041 m—1037 m im Nordgrat des Mte. Alessi (1099 m) und Cà Reche 1086—1073 m im Nordgrat des Col Tonder (1132 m). Damals flossen also V. Campo Mulo, V. Miela, V. Vechia und vielleicht V. Gadena nach W, durch den Ghelbach zur Assa.

Ein Gerinne Valstagna—Solagna bestand damals bereits, ein Tälchen etwa wie die benachbarte heutige V. di S. Lorenzo, die über Osteria il Lepre 1196 m fast bis zur Linie Caprile—Beretta zurückgreift. Aber ein Punkt, der Il Lepre entsprechen würde, liegt von Valstagna aufwärts schon über Stockareit, das ist nur einen Kilometer entfernt von der Tiefenlinie des Längstales bei Costalta 1041 m. Außerdem liegt diese Flußstrecke in der Hauptklüftungsrichtung. [Einzelne Beobachtungen bei Il Buso in der Frenzela, denen weiter nachzugehen damals nicht gut tunlich war, würden eine wirkliche Verwerfung auch für möglich erscheinen lassen, und die konstante Überhöhung des Ostrandes der Tafel der Sieben Gemeinden durch das Plateau Beretta—Moschin—Raniero ließen gar vermuten, daß die alte Oberfläche durch eine junge Verwerfung zerstückelt worden wäre, welche mit diesem SO—NW-Streichen (Schar der Tezeverwerfung) etwa in der Linie des heutigen untern Brentatales läge.] Jedenfalls, von allen Tälchen der S-Abdachung war diese „Ur-Frenzela“ durch Lage und Struktur am meisten begünstigt und riß daher früh ein Stück des Längstales an sich. Einigermaßen kann man diesen neuen Zustand dadurch rekonstruieren, daß man die sanfteren Hänge ober den Felswänden der heutigen Frenzelschlucht miteinander verbind-

det: Covola (O von Gallio) 980 m—K. 915 m unter V. dei Ronchi—Cà Lunardi 872 m—854 m—V. Piana 859 m. Weiter gegen NO scheinen diese Gesimse wieder zu steigen, so in V. Capra 909 m—935 m—967 m und in V. Gadena: Krankental 967 m—Alessi 938 m—Frisoni 946 m. Die Wasserscheiden mögen damals im W bei Gallio und im O von Mte. Alessi oder Col Tonder gelegen haben, und der Ghelbach war damit auf sein heutiges Einzugsgebiet zurückgedrängt. Zeitpunkt kaum genau bestimmbar; am nächsten liegt, die Hochfläche von Asiago zu *b* und den Frenzelaeinbruch zu *c* zu stellen. Von Valstagna Brenta—abwärts sind überhaupt keine deutlichen Gesimse an den Steilwänden erhalten (also auch keine Fortsetzung von *c*), eine natürliche Folge des Umstandes, daß wegen tieferem Einschneiden und gleichzeitiger Vergrößerung der Wassermenge, also auch der nötigen Breite der Talaue, die obere Breite der Schlucht doppelt schnell wachsen mußte. Gesimse können sich aber erhalten, wenn die obere Talöffnung reichlich weit ist und daher zum Teil oder ganz stehen bleibt, also im Gegenteil bei Verlust des Hauptflusses oder bei höchstens stationärer Wasserführung. Seitlich, außer dem unmittelbaren Abbruch zur Schlucht, konnten sich die alten Formen erhalten, so bei Il Lepre fast unverändert jenes Embryonalstadium der konsequenten Tälchen der S-Abdachung, über welches die Frenzela, einst kaum größer, heute so gewaltig hinausgewachsen ist; denn sobald dieses eine Tal so weit den Vorsprung gewonnen hatte, drainierte es den besonders durchlässigen Biancone zu beiden Seiten und entzog den andern Tälchen das oberflächlich rinnende Wasser. Der karstmäßige Erosionszyklus, der damit einsetzen mußte, arbeitet offenbar ziemlich langsam, besonders wenn man ihn mit der Entwicklung des Brentadurchbruches vergleicht, und so sind jene Hochflächen seit damals nur wenig verändert worden.

Primolano war durch den Umstand, daß hier die Synklinale von der Tezeverwerfung, bzw. von dem sie begleitenden und fortsetzenden Bündel NW—SO-Klüfte gekreuzt wird, zu einem Knotenpunkt des Flußnetzes vorher bestimmt. Auf den Hochflächen des Talbodens *b* bedeutet es den Punkt, an dem sich die Quellbäche des ostwärts abströmenden Flusses vereinigten. Von diesen kam einer von W, von der Talwasserscheide gegen Foza her, einer von NW aus der Tezeverwerfungszone, der größte aber längs der Klüftzone, die von Cison und Incin SSO in den Grappastock

einschneidet; ¹⁾ aus der Mulde zwischen Asolone—Grappa—Pertica, die *U r - C e s i l l a*, bei Vannini durch einen Seitenfluß aus V. Corlo verstärkt, aber auch gegen die W-Seite gedrückt. Reste dieses Talbodens *b* sind die Hochflächen um den Col del Gallo: Colle Spina 807 m—811 m—810 m—802 m—805 m (letzteres an der S-Spitze), die oberste Terrasse von Enego mit den beiden Kirchen 786 m—783 m—796 m. An diesen Talboden schließt sich die flachwellige Hügellandschaft recht gut an, die in so scharfem Gegensatz zu den wilden Schluchten und Abstürzen, die vom Brentatal heraufsteigen, sanft und gleichmäßig zum Grappakamm hinaufleitet. Vielleicht ist am Beginn bei Cas. Cainer 938 m und C. Costa 919 m (O von Cismon) und C. Pio Istituto 1007 m ein kleiner Sprung, wie auch der Anstieg von Enego zum *b*-Niveau am Col Tonder etwas zu groß ist und man vielleicht eine relative Verstellung der Platte Sieben Gemeinden—Grappa um etwa 100 m über die Muldentiefe von Primolano vermuten könnte. Nur 3 km NW von Primolano findet sich bei Frizzone Veneto 972 m ein Terrassenstück, das nach dem starken Gefälle darunter und der steilwandig darüber in den Körper des Mte. Lisser eingeschnittenen Nische nur zu einem scharf rückwärts einschneidenden, wildbachähnlichen Gerinne paßt. Weit konnte dies damals noch nicht zurückreichen; denn sowohl im *b*- als im *c*-Niveau entwässerte Barricata noch gegen Tesino.

Nördlich des Talzuges Primolano—Arsiè—Feltre ist die Colle Spina-Terrasse nirgends deutlich erkennbar. Das spricht entschieden für die Annahme, daß die Lan-Antiklinale erst durch jüngere tektonische Bewegungen in ihr heutiges Verhältnis zur vorgelegerten Synklinale gekommen ist.) Auf der S-Seite des Tales, die ganze Strecke von der Brenta bis zum Lago di S. Croce, kann dieser Talboden von niemand übersehen werden, zum Teil als auffällige Terrasse, besonders aber als untere Grenze der „alten Land-

1) Gut aufgeschlossen sind derartige Klüfte und kleine Verwerfungen auf Moltoni, vielfach an der begonnenen Straße Corlo—Bonato—Beretta, besonders bei C. Nave und am Südausgang des Tunnels, an der Straße NO von Incin ober der Cismonbrücke u. a.; handgreiflich, nicht bloß vermutet!

2) Der Mte. Aurin, 744 m, O von Arten, könnte ein Erosionsrest dieses Talbodens sein; gerade dieser ist aber durch eine Verwerfung von der Lan-Kette getrennt. Damit soll übrigens nicht gesagt sein, daß die ganze Antiklinale erst so spät von Grund auf gebildet wurde. Im Gegenteil, man kann den Einfluß von Lan-Antiklinale und Tezeverwerfung im ältesten Flußnetz spüren und daher muß ihre erste Anlage auch recht alt sein.

schaft“ der gerundeten flachen Formen der höheren Kämme (Br. 985). Genau, ziffernmäßig ist diese Grenze allerdings nicht überall leicht festzustellen. So scheint z. B. am Mte. Roncone (O von Giaron) von ferne diese Terrasse so deutlich, und doch sowohl bei der Begehung als in der Karte 1:25 000 ist auf dem flachwellig absinkenden Hang die Grenze nicht auszumachen. Für Feltre gibt Brückner ihr die Höhe von 700 m, sie dürfte aber etwas höher liegen (Gipfelplateau des Mte. Miesna (S von Feltre 743—△777 m).

Bei Feltre trifft man übrigens Spuren eines noch höheren Gesimses (*a*?): Die Tomaticogruppe (Tomatico, Santo, Sassuma, Peurna) zeigt auffallend flache, gerundete Gipfelkuppen, und deren unterer Rand liegt mit großer Konstanz bei ca. 1100 m. Zum Teil ist dieser Gefällsbruch allerdings in der Gesteinsbeschaffenheit begründet (Ausstreichen der „cengia“ des roten Ammonitenkalkes, vgl. II, 2), aber nicht überall, z. B. liegt an der Fontana secca dies Gesimse im homogenen Dolomit eingeschnitten. Von dort kann man es etwas ansteigend auf der S-Seite des Grappazuges weiterverfolgen (S vom Gipfel auf etwa 1300 m); auf der N-Seite ist es dagegen nicht möglich, eine derartige Terrasse sicher auszuscheiden. Sowohl am Tomatico (1594 m) als am Grappa (1775 m) erheben sich die Gipfel um mehr als 400 m über diesem Gesimse; in der Fortsetzung sowohl nach O (Col Visentin) als nach W (S-Rand der Sieben Gemeinden) scheint die Gipfelfläche herabzusinken und mit jenem Gesimse *a*) zu verschmelzen.

Der Talboden *b*) bildete um Primolano einen Kessel, weit und flach mehr wegen seiner ursprünglichen tektonischen Anlage, als entsprechend der doch nicht allzu großen ausräumenden Kraft der hier zusammenfließenden Gerinne: Für die jüngeren tektonischen Bewegungen war hier strittiges Grenzgebiet zwischen den Sieben Gemeinden und dem Bellunobecken, d. i. im W Tendenz zur Hebung im Block, im O fortschreitende Einmuldung. Bei diesen Umständen, mannigfaltiger Bodenbewegung und unvollkommener Ausräumung, entstand eine Menge von kleineren Gesimsen, die im einzelnen kaum vollständig zu deuten sind. Erwähnt muß von diesen seiner Größe wegen die Verebnung werden, die den nördlichen Teil des Col del Gallo-Stockes betroffen hat: Sella di Val Nevera 679 m—Casone Coal 667 m—Casoni di Lampogna 667 m—661 m. Die Fortsetzung dieser Hochfläche ist gegen O im Sporn

des M. Tol 630 m und in der gegenüberliegenden tiefsten Stufe am Hang des Mte. Roncone (C. Zatra 620 m) zu sehen und verliert sich weiterhin. W (talaufwärts) noch Campo di qua 678 m (unterstes Dorf der Gemeinde Enego); in die Talverzweigungen ist sie nicht mehr zu verfolgen. Das spricht für rein lokales Zwischenglied zwischen *b*) und *c*), nicht allgemein verbreitet.

Talboden *c* löst die Fläche des Beckens von Primolano-Arsiè bereits auf; in die vorerwähnten Verebnungsflächen schneiden zwar breite und vielgewundene, aber doch endgültig von den Restspornen abgegrenzte Täler ein. Der Hauptstamm dieses Tal-systems liegt zwischen Arsiè und Primolano: M. Cer 441 m—466 m—Mellame (N von Arsiè) 464 m—482 m—Solivo 446 m—S. Vito (S von Primolano) 447 m und Tonin 464 m—C. Crosara (Gemeinde Enego) 468 m. Ein schönes Felsgesimse leitet am Ostufer der Brenta von Primolano nach NW: Alla Volta 556 m—615 m—Danoro 607 m—630 m (O über Tezze). Ebenso führen die Terrassen am Col del Gallo südwärts in die Cesilla: Felskante ober Piovegna ca. 500 m—Cesillaausgang ober Cimon ca 650 m. Daran schließt sich das lange Stück des Cesillalaufes 689—736—779 m, das bis etwas S vom Col Bonato zurückgreift und dort erst mit kurzer Steilstufe in Talboden *b*) 917 m—936 m—1030 m übergeht.¹⁾ Der östliche Parallelluß zur Cesilla in V. del Corlo floß ursprünglich gegen W nach Vannini, im vorliegenden Stadium aber war er den kürzeren, steileren Weg direkt N zur Talschleife bei Giuliat abgelenkt; denn die Felsgesimse am Ausgang (473 m ober Dorf Corlo) leiten dorthin, nicht in die Schlucht bei Vannini. In der Enge östlich Arsiè sind dann allerdings die Gesimse sämtlich unterbrochen. Hier vermutete Brückner (S. 990) eine Wasserscheide in 500 m (Stufenmündung der V. Serana, O von Giaron). Ich glaube aber, daß der Gefällsbruch unter K. 550 m,

1) Die Koten der Karte beziehen sich allerdings auf die heutige Tiefenlinie, nicht auf die Grundstufen des Talbodens *c*. Wir können sie aber trotzdem benutzen; denn die heutige obere Cesilla ist in letzteren nur als schmale und seichte Rinne eingeschnitten. Schon 20—30 m unter der Felskante liegt der Schutt des Bachbettes, und auch der nicht besonders tief, denn bei Hochwasser tritt der Bach darüber aus; er stellt auch keine stratigraphisch einzuordnende Schotterterrasse vor, sondern das normale Füllsel des meist wasserlosen Gerinnes. Diese kleine Rinne entspricht als Erosionsleistung der Bildung des Cañontales der Brenta! (Ganz die gleichen Formen zeigt das obere Tal der Frenzela.)

der in jenem wilden Tobel über 1 km vom Haupttal zurückliegt, an einen normal nach O absinkenden Talboden *c* immer noch angeschlossen werden kann. Gegen Vannini—Cimon treffen wir nun nur die eben besprochenen viel höheren Gesimse; nach dieser Richtung leitet erst das Gesimse von Rocca—Incin hinaus, und das ist sicher jünger (*r*, nicht *c*!). Gegen O treffen wir dagegen nach kurzer Unterbrechung die Fortsetzung von *c* in den Felsterrassen von Seren 390 m (Mündungsstufe des Stizzone) und Tomo 416—396 m bis gegenüber Feltre. Es ist daher wahrscheinlich, daß auf Talboden *c* ein kleiner Fluß aus dem Gebiet zwischen Grappa und Lisser wie bisher gegen O abfloß und daß der Durchbruch gegen Bassano erst später, gleichzeitig mit der Ablenkung der Brenta auf Primolano zu, stattfand; in einer Zeit junger tektonischer Bewegungen und neubelebter Erosion, nicht in jener Periode der Ruhe und der erlahmenden Erosion, mit welcher die Bildung von Talboden *c* abschließt.

Talboden *c* greift gleichsohlig weit in die Quelltäler zurück; er ist für das kleine Einzugsgebiet ziemlich breit, die mehrfach übereinander wiederholten Felsleisten oberhalb sprechen von starkem Hin- und Herpendeln der Flüsse. Bei Arsiè ist einer dieser Määnder durch Einschneiden festgelegt worden. Geht man die Straße von Arsiè ostwärts, so hat man zum Cimon eine Stufe von mehr als 50 m (S. Michele 327 m—Cimonbrücke 271 m) und kann zu der Ansicht kommen, das Trockental von Arsiè „hänge“ auch gegenüber dem heutigen Cimon um diesen Betrag (Br. 989). Der Fluß hat aber diesen Weg nie benützt, sondern die viel längere Schleife Arsiè—Chiesa—Giaron. Der Hals des Umlaufberges Mte. Cer ist zwar stark angenagt, aber vor dem Durchbruch und der Abschnürung der Schleife ist die Brenta endgültig abgelenkt worden, und nur der von Rivai kommende Wildbach hat durch die Lücke schließlich seinen Schuttkegel durchgeschüttet. Angelegt wurde die Schleife auf Talboden *c*, wahrscheinlich nicht als freier Määnder, sondern dem ebenerwähnten Schuttkegel von Rivai ausweichend. Hand in Hand mit diesem deutlichen Nachlassen der Erosionskraft ging eine gewaltige Schuttanhäufung auf Talboden *c*, von der noch manche Zeugen erhalten sind: W von der Straße Fastro—Posterno trägt die Bergflanke kilometerbreit einen zusammenhängenden Mantel von Gehängeschuttbreccie, in deren massiven Körper bereits wieder Wasserrisse von 5 bis 10 m Tiefe eingeschnitten sind: Die geschlossene Breccie reicht nir-

gends unter 450 m herab, und bei Ca. Menegaz (W von Mellame) sieht man sie deutlich auf der Mellameterrasse aufsitzen. Eben auf derselben sitzt auch der Wildbachschuttkegel von Rivai (564 m, Aufschluß in der Runse östlich), und auf der entsprechenden Grundstufe von Seren—Tomo liegt ein Schuttkörper, der einerseits weit ins Stizzonetal hineinzieht (Cre. alle Stalle 476 m—S. Siro 495—486 m, — 482—515 m—C. Staolet 476 m, SO von Seren), andererseits den ganzen N-Fuß des Mte. Tomatico umgürtet (Cre. ai Colli 440 m—K. 460 m und 466 m am Ausgang von V. Biotis u. s. f.). Aufschüttungen in dieser Höhenlage sind im Becken von Belluno allgemein verbreitet und meistens für interglazial gehalten worden.¹⁾ Der Schutt enthält tatsächlich, wenn auch selten, Kristallines, und in Dorf Rivai liegt Erratikum auf der Schuttterrasse. Ähnliche alte Schuttanhäufungen finden sich in fast allen näher und ferner benachbarten Südalpentälern. Und das läßt auf eine allen gemeinsame Ursache schließen, also wahrscheinlich Klimaschwankung. Gerade hier dürften rein lokale Umstände die Schuttanhäufung noch vergrößert haben, so die Aufwölbung des Montello, die Piaveaufwärts staute; dadurch wurde die Ablenkung der Brenta gegen Bassano, wenn nicht verursacht, so doch stark begünstigt, und diese wurde selbst dann wieder Ursache, daß der Schutt in dem von ihr verlassenen Tal zwischen Arsìe (bzw. Primolano) und Feltre erst recht liegen blieb.

Das heutige Brenta-Durchbruchstal erscheint mit dem Talboden r : Fastro (O von Primolano) 361 m—Arsìe 314 m—Rocca 298 m—Incin 282 m; weiterhin ist dieses Gesimse sehr gut bei Costa—Valstagna—Oliero entwickelt, ferner bei Villa und Sarzon, und läuft mit rund 200 m bei Bassano ins Alpenvorland aus

1) Dal Piaz (Bacino della Piave S. 29) erwähnt alluvioni interglaciali vom Stizzone, und (S. 28) als Teil der Hochflächen von S. Gregorio (527 m, W. vom Cordevole, am rechten Piave-Ufer) und von Castion (445—481 m S von Belluno). Brückner (S. 997/98) rechnet nur einen Teil der höheren Schotter bei Belluno ins Interglazial, hält aber auch das Vorkommen von interstadialen Schottern für möglich. Taramelli (Prov. Venete S. 511, 208 Sep) hatte hier dagegen sogar eine alluvione preglaciale gesehen. Hier wären genauere Untersuchungen sehr zu wünschen. Auch die Grundstufen gibt Brückner (S. 984 u. 988) bei Feltre nur im allgemeinen in 400—450 m ü. d. M., da dürften aber die Grundstufe von 390 m und die Baustufe von ca. 450 m zusammengeworfen sein. Höhenangaben direkt für Feltre. Am Nordrand des Beckens bei Noreen—Pedavena fand ich in 500 m ein Gesimse in sicher anstehendem Tertiär eingeschnitten.

(Br. 990). Die Reihenfolge der einzelnen Flußablenkungen ist wohl nicht mehr ganz sicher zu rekonstruieren. Ich glaube, daß der Durchbruch von unten, von Bassano rückgreifend eingeleitet worden ist; bei der allgemeinen Neubelebung des Tiefenschurfes in allen Gerinnen legte auch die damals dem Piave tributäre Tesino-Lamon-Brenta an der V. Rodena ihr Bett tiefer. Da aber der Piave damit zu kämpfen hatte, an der Montello-Antiklinale sein antezedentes Bett mit 200 m ü. d. M. zu behaupten, muß die Vertiefung in seinem Flußgebiet geringer gewesen sein als sonstwo. Bei Bassano bestand dagegen kein derartiges Hindernis, und daher brach die Frenzela gleich anfangs ins Gebiet der Cesilla bei Cismon ein. Warum dann die Anzapfung von Vannini zur V. del Corlo und zu dem eingesenkten Mäander bei Chiesa weiter ging, anstatt daß einfach der untere Teil des Cesillagerinnes umgekehrt wurde, ist nicht mehr zu ergründen; vielleicht spielten Karstgerinne mit, die von O oder NO gegen Vannini als den tiefstangeschnittenen Punkt der wasserhaltenden Oberjuraschicht flossen, wie heute noch große Quellen knapp ober Vannini am linken Cismonufer austreten. Dem Land- und Wassergewinne der Frenzela entsprach weiteres Tieferlegen des ganzen Flußsystems aufwärts, und naturgemäß mußten die Gerinne, die vom fast stationär bleibenden Piave abhängig waren, gegenüber dieser stets tiefergehenden Erosionsbasis ins Hintertreffen kommen. Anscheinend war bei Borgo und Tesino mit Talboden r die mögliche Tiefenausräumung beinahe erreicht und die Seitenerosion begonnen, als längs der Zerrüttungszone von Tezze ein Quellast des Frenzelasystems ins Brentagebiet einbrach. Dem entsprach, daß bei Borgo und Tesino sich ein deutlicher zweiter Talboden r' bildete, während unter Primolano überhaupt noch kein Halt stattgefunden hatte und daher auch nur ein einziges Gesimse r verblieb. Die Ablenkung geschah auf dem r' -Niveau, bei Grigno 600 m—Tesino 800 m, und dort blieb der Fluß einige Zeit stationär, so lange nämlich, bis die so gewaltig gewachsene Wassermenge, von unten (Bassano) her beginnend, das Bett entsprechend vertiefen konnte. Damit begann bei Grigno neuerlicher Tiefenschurf, und ein dadurch neubelebter Seitenbach erreichte direkt das Becken von Borgo, womit die Schleife Borgo—Tesino—Grigno abgeschnitten war. Als Relikt des derart erzielten Talbodens r'' bei Grigno ist vielleicht die Mündungsstufe nördlich vom Dorf (S. Udalrico 320 m) anzusehen. Dafür spricht, daß sowohl im N

(rechte Grignobachseite, zur Wasserversorgung gefaßt) als im S gegenüber, jenseits der Brenta, große Quellen in diesem Niveau austreten. (Über die Zulässigkeit des rückläufigen Gefälles Grigno—Primolano später.) Der Cismon wurde offenbar ohne weiteres nach Vannini hinübergezogen; denn während die Brenta-schleife bei Arsiè bis 314 m eingeschnitten war, lag der entsprechende Talboden bei Feltre etwa bei 330 m (obere Stadt 327 m, Castel Marcellon 336 m und ähnlich in der Einsattlung zwischen Feltre und dem untern Cordevole), und außerdem war der Weg nach Feltre durch die Schuttmassen des Stizzone blockiert. Weniger klar ist, wie die Abschnürung der Brentaschlinge Primolano—Arsiè—Vannini schließlich doch zustande kam; denn auf dem zuerst verschmähten alten Cesillagerinne lag nunmehr ein zu durchbrechender Felsriegel von mindestens 100 m über dem *r*-Gesimse, und die Schlucht Vannini—Primolano, die heute keinen Wasserzufluß hat, kann damals auch keinen Bach von nennenswerter Erosionskraft beherbergt haben. Nichtsdestoweniger folgte die Ablenkung der Neubelebung der Tiefenerosion nach *r* auf dem Fuß; denn unter Arsiè war erst das unbedeutende Gerinne ausgehoben, das heute schottererfüllt gegen Giuliat hinauszieht (große Quelle unter jenem Dorf!). Der Erosionsstillstand auf dem Fastro—Arsiè-Niveau kann übrigens gar nicht lange gedauert haben; denn das Tal ist für einen Fluß wie die Brenta mit Ausnahme der kleinen Strecke S von Arsiè sehr schmal (große Ähnlichkeit mit V. Rodena, auch in der nachträglichen Verkarstung. S. diese). Die Abkürzung des Flußlaufes war allerdings recht beträchtlich: Primolano—Vannini direkt 4,5 km gegen 14,5 km auf der Schleife über Arsiè. Ich würde gerne mit Brückner (S. 989) annehmen, daß der Würmgletscher irgendwie den Riegel abgeräumt hätte; aber der Gletscher ist nicht bloß nach S, sondern ebensogut nach O abgeflossen, die Stufe bei Fastro hat er aber fast gar nicht verändert.

Die erwähnte neuerliche Belebung des Tiefenschurfes schnitt schmale Rinnen (*u*) ein, die recht tief sein können; bekannt ist die Felssohle hier allerdings nirgends. Diese Rinne wurde auch hier von den postglazialen Schottern (*s*) hoch aufgefüllt und dann wieder bis zum heutigen Flußbett (*t*) mehr oder weniger tief durchtalt. Diese Schotterflur liegt bei Feltre auf 290 m, 30—40 m überm heutigen Gerinne (der große Teil der untern Stadt, und gegenüber, Weg nach Tomo); Piaveaufwärts steigt sie bei Cesa auf

318 m, bei Polpet auf 405 m (Ponte nelle Alpi ober Belluno, 20 m überm Fluß), Piaveabwärts geht sie in die Niederterrasse über. Bei Fonzaso haben wir eine Schotterterrasse bei S. Anna 345 m, ebenfalls 30—40 m überm Fluß¹⁾; S von Arsiè liegt die Schotteroberkante bei Giuliat—Chiesa 271 m, das ist 30 m überm Cismon, bei Vannini in 225 m (27 m überm Fluß) und dürfte Brenta-abwärts ebenfalls ihr Äquivalent in der Niederterrasse finden, die bei Pove 155 m, bei Bassano 130 m, das ist ca. 20 m überm Fluß liegt. Merkwürdigerweise ist Brentaufwärts diese Terrasse bei Primolano, Grigno, Borgo nicht mehr anzutreffen. Ich glaube deswegen, weil hier das Längsprofil der Brenta stark gestört ist. Einige Unregelmäßigkeit bringt ja die stoßweise Zufuhr von grobem Schutt mit sich (Wildbäche bei Borgo und Grigno und Bergsturz bei Tezze²⁾), allein hier handelt es sich um tatsächliche Rückläufigkeit (Brenta bei Primolano 208 m, Ort 217 m, fast schon am Talus der Felswand). Zungenbecken ist ausgeschlossen; denn die Zunge des Würmgletschers muß doch weiter, über Cismon hinab, gereicht haben, und bei Vannini liegt keine Endmoräne, sondern eine Schotterterrasse bis 220—225 m, der bunten Gesteinsvergesellschaftung nach von Cismonschottern. Die Annahme einer kleinen Rücksenkung scheint daher mindestens der Erwägung wert.

Glazialbildungen. Der rechte Rand des Brentagletschers ist markiert durch Erratikum an der NO-Ecke des Mte. Aveati, S von Grigno, in ca. 1050 m und bei Frizzone Veneto 972 m — beidemale roter Quarzporphyr —, und Herrn Dr. Pia verdanke ich die freundliche Mitteilung: ebenfalls Aveati 1080 m, Grigner-ebbe 950 m, Enego 900 m. Das sind übrigens die obersten Grenzen des zerstreuten Erratikums; die geschlossenen Moränenmassen liegen (wie an anderer Stelle bereits bemerkt, III, 1, S. 27, III, 2, S. 36) um rund 100 m tiefer, so bei Enego 800 m (Br. 960); (während wir am Ausgang des Beckens von Borgo eine Eishöhe von 1300 m ermittelt hatten). Nach S kann das Eis kaum viel

1) Daß die Terrasse ober Fonzaso eine Deltabildung in einem Stausee ist (B. 964), konnte ich mich nicht überzeugen. Ich fand keinen besonderen Unterschied gegenüber den Terrassenschottern von Giuliat und Vannini und stelle sie daher einfach als deren Äquivalent zu *s*. Demgemäß kann ich auch unter Fonzaso eine besondere „jüngere Akkumulationsterrasse“ nicht unterscheiden. Ich halte die betreffenden Gebilde einfach für die vielfach wechselnden Sand- und Schotterbänke des verwildernden Flusses, also *t*.

2) Vgl. Damian, Z. d. Ferdinandeum 55. Innsbruck 1911.

über Cismon hinabgelangt sein, übrigens die einzige Talweitung, die halbwegs wie ein Zungenbecken aussähe. Südlich dieses Ortes findet man nirgends mehr Moräne, überhaupt fand ich auch auf den Höhen zwischen Corlo und Beretta, am Kamm Col Fredina—M. Roncone, im Stizzonetal und am Aufstieg zur Fontana Secca nirgends Erratikum.¹⁾ Auf dem Col del Gallo findet sich zwar Erratikum bis oben hinauf (Br. 960), aber nur ganz spärlich, die Hauptmasse liegt auch hier tiefer, so westlich von Sella di V. Nevera 679 m (ziemlich viel Quarzporphyr) und auf der Hochfläche N davon. N von Arsiè liegt ein kleiner Moränenwall bei Ca. alla Guarda 696 m an der Mündung der V. Pisciacane und große Mengen Erratikum im Sattel N vom M. Tol, NO von Arsiè in 680 m. Dazu stimmt aufs beste, daß auch am S-Gehänge des Bellunobeckens die großen Randmoränen 350 m überm Piave, d. i. ca. 700 m überm Meer liegen (Taramelli, Prov. di Belluno S. 39, S.-A.). Alles natürlich auf die Hauptmasse der Moräne, die stationäre Lage des Würmgletschers bezogen. Wenn Brückner (S. 962) angibt, daß der Eisstrom mit 900 m ins Piavedurchbruchstal eintrat, so bezieht sich das z. T. auf das verstreute Erratikum, das man bis 100 m über der Stillstandslage an vielen Stellen, wenn auch nur stets in ganz vereinzelt Stücken findet, und dürfte durch irrümliche Einbeziehung von Altquartär in die Rechnung noch um weitere 100 m übertrieben sein. Vom rechten Gletscherand kenne ich bisher nur Quarzporphyr, der von den Höhen N und W von Persen stammen mag. Daß das Eis von Fleims über diese Höhenplatte nach Persen überfloß, beweist der Fund von typischem Latemar- oder Marmolata-Diploporenkalk am Aufstieg zum Porphyrlattensteinbruch von S. Mauro-Pineid. Nach Penck (S. 862) floß auch der Etschgletscher zur Brenta über; durch Leitgesteine ist er allerdings bis jetzt hier noch nicht nachgewiesen (evtl. der Granit von V. Sella? Vgl. III, 3). Am Col del Gallo und besonders bei alla Guarda fallen die dunklen Porphyrite und die Diorite bzw. Aplite auf, die etwa aus den Bergen zwischen Fersen-

1) Allerdings muß zugegeben werden, daß die tieferen Gehänge einer Erhaltung solcher Reste sehr ungünstig sind, ich auch nicht speziell gesucht habe, und nur von Corlo ab die Hänge genauer begangen, nicht aber z. B. die Gräben gegenüber von Rocca, die am ehesten Aussicht bieten. Dagegen habe ich am Passo Bolet, S vom Mte. Roncone 1050 m, trotz großer Schuttbewegung infolge Straßenbau von den „paläozoischen Gesteinen“, die Rossi angab (Br. 960), keine Spur gesehen. Für den Würmgletscher ist diese Höhenziffer völlig ausgeschlossen. Vielleicht handelt es sich um Altglazial? Oder?

tal und Borgo stammen können. Der Quarzporphyr aus V. di Cave, V. Calamento wanderte über Strigno nach Tesino (III, 2), und Astagesteine können erst links von diesem Stromstrich auftreten. Da aber der Würmgletscher das Becken von Lamon weder von Tesino noch von Primör her durchschritten hat (siehe III, 2), konnten sie nur fluvial weiter verfrachtet werden, was kein besonderes Charakteristikum der Eiszeit bedeutet, weil etwa vom Miozän ab hier der normale Weg für den Transport von Astaschutt in die Senke von Feltre-Belluno geht. Daß der Brentagletscher sich gegen die eisfreie Oase, die wir in Lamon zur Würmzeit annehmen müssen, zurückgewendet hätte, ist nicht wahrscheinlich. Die entsprechende schmale und dünne Zunge wird nicht einmal Pte. della Serra erreicht haben; sich im Lamonbecken auszubreiten war sie noch weniger fähig, als die von Tesino und Imer kommenden Gletscherarme. Auch die Zunge, die sich ins Stizzonetal ausstülpte, kann nicht sehr bedeutend gewesen sein (vgl. V, 2). Die Eismasse Belluno—Feltre möchte ich in jener Periode nicht gerade mit einem See vergleichen; es war eher eine Piedmontvergletscherung, die zufälligerweise gerade noch an die Randkette anstieß, hätte man aber den Col Visentin ganz aus dem Weg geräumt, so wäre das Eis auch nicht viel weiter nach S gekommen. Das Nährgebiet lag nur z. T. in den einmündenden Eisströmen, z. T. aber direkt auf der das Becken im N begrenzenden Kette, und daher ging Oberflächengefälle und Stromrichtung von N nach S quer über das Tal hinüber. Gesteine aus dem Cordevolegebiet (durch Quarzporphyr und Pietraverde ziemlich gesichert, Mojsisovics 471) kamen bis S. Ubaldo, also SSO vom Talaustrang bei Peron; das ist nur möglich, wenn der Piavegletscher restlos über S. Croce abfloß und der des Cordevole sich fächerartig ausbreiten konnte, wobei er die Paßhöhe von S. Ubaldo 708 m höchstens knapp erreichte (Br. 961). Allerdings wird Erratikum gelegentlich höher angegeben. Abgesehen von den zerstreuten Zeugen kurz vorübergehender Hochstände (höchstens 100 m über der Ruhelage) ist es mit den Altmoränen zu verbinden, die ja an der O-Seite von Mte. Avena, Mte. Garda usw. 1150—1250 m liegen (Dal Piaz, Bacino d. Piave, S. 27), also 400—500 m über der Würmgletschergrenze.¹⁾ Hierher insbesondere die Astagesteine

1) Die Angabe von „Cismongesteinen an den steilen Gehängen der Lesena und des Pracorf und Pracorvetto“ (Br. S. 960) ist etwas zu unbestimmt. Cre. Lusena ist 981 m, Cre. Pracorf 835 m, Pracorset 672 m, jedes auf einer kleinen

am Torente Porsida bis 900 m hinauf (Br. 960) und der Quarzporphyr und Granit auf Alp Grassura (900 m in V. di Martino, N von Pedavena, vgl. Mojsisovics, S. 443, 471, sowie in V. Canzoi = V. Caorame [ibid. 443]). Ganz abgesehen von der Höhenlage kann bei einigermaßen normaler Stromverteilung im Würmgletscher Astagestein nicht in jenen Winkel verfrachtet werden. Über die Verhältnisse des Altglazials kann man allerdings aus den dürftigen Beobachtungen, die bisher vorliegen, sich kein Bild machen.

Lokale Vergletscherung war unbedeutend. Auf der N-Seite des Mte. Grappa finden sich kleine Kare (Dal Pia z, Bac. d. Piave, S. 28). Die dadurch bewirkte Entblößung von gesundem Fels gab die Möglichkeit, dort Geschützkavernen anzulegen, was auf den tieferen, stark verwitterten Hängen nicht möglich gewesen wäre (bei C. Cainer, S von Vannini 938 m, Niveau *b*, sah ich 4—5 m tief den Biancone völlig zerrüttet und von lehmigen Klüften und Taschen durchzogen). Die Vergletscherung der Sieben Gemeinden liegt außerhalb unseres Bereiches. Bemerken möchte ich hier nur, daß die Schuttmassen von Barricata bis über Marcesina auch mir den Eindruck von Moränen gemacht haben (vgl. Kl. 16 und 52), hauptsächlich wegen der an Grundmoränenlandschaft erinnernden Hügelchen. Dagegen konnte ich weder an Ort und Stelle noch auf den mir zugänglichen Fliegerbildern eine Endmoräne herausfinden, und in gelegentlichen Anrissen erschienen nur korrodierte Kalkbrocken, keine gerundeten noch gekritzten Geschiebe. Weswegen die Frage noch offen zu halten wäre.

5. Der Alpenrand¹⁾

Vom Astico ab gegen O schließen die Alpen gegen die südlich vorgelagerte Randsenke mit einer gewaltigen, einheitlichen, geradlinigen Flexur tektonisch ab; morphologisch entspricht dem ein unvermittelter, wenig gegliederter Steilabfall der senkrecht einschließenden harten mesozoischen Kalke. Die weichen Mergel des Alttertiär bilden die südlich anschließende Tiefenzone. Von der

Rast im Tomatico-NO-Grat. Soll das heißen: von Pracorset in den „steilen Hängen“ nach W bis unter Lusena? Jedenfalls auf drei Terrassen übereinander habe ich hier noch niemals Moräne gefunden.

1) Wie bereits eingangs angegeben, steht mir für das Gebiet vor der Front, abgesehen von der flüchtigen Begehung vor Jahren, nur Literatur und Kartenmaterial zur Verfügung, weswegen ich mich knapp fassen werde.

Brenta ab östlich wird diese wieder durch einen höheren Hügelzug aus den selbst noch stark aufgerichteten pontischen Konglomeraten im S begrenzt, und erst auf diese legen sich schließlich diskordant die altquartären Konglomerate, die nur mehr im Montello zu einer flachen Antiklinale aufgewölbt sind. Obwohl der Alpenrand auf dieser Strecke ganz wie aus einem Gusse geformt scheint, ist er doch im Gegenteil das Resultat einer längeren tektonischen und erosiven Gestaltung und ursprünglich viel weniger einheitlich gewesen. Im vorigen Kapitel haben wir die Entstehung des Durchbruchtales der Brenta klargelegt, durch Rückwärtseinschneiden eines Folgefließchens der S-Abdachung, das außerdem durch eine tektonische Zerrüttungszone begünstigt war und gerade gegen das SO-Knie der S-förmigen Schleife zielte, welche die Synklinale zwischen Gallio—Enego—Primolano beschreibt, welches also vor allen benachbarten Parallelgerinnen den Vorteil des kürzesten Weges zur anzuzupfenden Muldentiefe hatte. Hier sei aber darauf hingewiesen, daß die angeführten Elemente des Gebirgsbaues nicht zufällig zusammengetroffen sind. Die NW—SO-Schar der Tezzeverwerfungen sind Zersprünge, die der S-Schleife der Synklinale zuzuordnen sind, und letztere Knickung im Streichen korrespondiert mit dem Umstand, daß von Anbeginn an im Grappa eine kuppelartig aufragende höchste Antiklinalkulmination bestanden hat. Das Anfangsstadium unserer Randkette war eine Reihe locker aneinandergereihter, z. T. staffelweise sich ablösender Fältchen, etwa nach Art jener Kreidekalk-„ellissoidi“, wie man sie im östlichen Friaul das Tertiär durchragen sieht. Die weitere Aufaltung hat diese Antiklinal-Embryonen zusammengeschweißt, so daß man in der großen Randflexur nur bei großer Achtsamkeit auf Einzelheiten im Gebirgsbau die Nahtstellen wieder erkennt. Der Piavedurchbruch ist wesentlich antezedent. Daß das marine Pliozän gerade hier bis Cornuda hineinspitzt, beweist, daß eine alte Tiefenzone hier vorliegt. Der Fluß fand eben schon von Anfang den tiefsten Durchgang zwischen den alternierenden Spezialfältchen, und er behauptete ihn um so leichter, als auch bei fortschreitender Auffaltung und Zusammenwachsen der nach Höhe und Länge zunehmenden Antiklinal-Embryonen hier immer noch der niedrigste und kürzeste (man beachte das tiefe Eingreifen der Synklinale von Quero-Alano in den Gebirgskörper!) Weg durchs Gebirge verblieben ist. Der alte Charakter der transversalen Einwalmung behauptete sich also trotz der quer

darüber aufgefalteten jungen Antiklinalen mit alpinem W—O-Streichen und bestimmte wesentlich die Oberflächengestaltung.

Die engen Beziehungen des marinen Miozäns von Belluno zu dem von Treviso sowie der vielfach feinklastische, im Trevisogebiet sogar oft kalkige Charakter der Sedimente lassen es ausgeschlossen erscheinen, daß die trennende Randkette damals bereits geschlossen über den Meeresspiegel emporgeragt hätte. Kleine Stücke können ganz gut als niedrige Inseln existiert haben, so wahrscheinlich der Grappa (III, 4, S. 45). Die Höhe der damaligen Strandlinie — die dem Talboden *a*) entspricht¹⁾ — ist im Piavedurchbruch auf vielleicht 1200 m oder mehr zu schätzen; denn sowohl die westliche Fortsetzung im S-Rand der Sieben Gemeinden als auch die östliche im Col Visentin dürften ganz unter Wasser gewesen sein.

Hie und da finden sich größere Abflachungen etwa zwischen 800 und 700 m längs des S-Abfalles. So N und NO von Valdobbiadene; vielleicht auch hieher der Rücken des M. Fenera 715 m und M. Tomba 870 m (wenn auch mehr gerundet als ver ebnet), bei Possagno, am Brentadurchbruch (Ca. Gusella 817 m) und im Hügelland von Conco (830 m NW von Bassano). Dies Gesimse ist nur innerhalb (d. i. N) der Randflexur zu finden und etwa mit *b*₁ von Tesino-Lamon oder Borgo zu vergleichen.²⁾ Mit *b* (bzw. *b*₂) parallelisieren wir erst jenes Gesimse, das Brückner (S. 988) in ca. 500 m als „pliozänen Talboden“ bezeichnet hat. Es ist dies eine Verebnung, welche die Köpfe der steilgestellten pontischen Nagelfluhbänke im Hügelland zwischen Soligo und Piave um ca. 450 m kappt; gegen Vittorio steigt dies Niveau auf 500 m und etwas mehr an, gegen Asolo-Bassano sinkt es etwas (um Crosara 430—440 m).

Die Gliederung der tieferen Oberflächenteile hat Brückner bereits ausführlich dargestellt (Br. S. 984, 988, 976/7); ich glaube

1) Wegen der Zeitbestimmung vgl. Kap. IV, 2 und VI.

2) Klebelsberg (S. 54) gibt am Alpenrand für die „alte Gebirgs oberfläche“ 1350 m, für das „Hochflächensystem“ 800—900 m. Als Eideshelfer möchte ich ihn hier aber doch nicht anführen; denn abgesehen von der anfechtbaren theoretischen Deutung und der Weitherzigkeit, mit der er dem letzten, dem „Trambilenischen Talsystem“, den „Hügelsaum von Vittorio bis Brescia 600—200 m ü. d. M.“ zuweist (vgl. auch S. 21), stützt er sich hier offenbar auch nur auf die Karte.

nur, daß es gut wäre, die Darstellung etwas zu vereinfachen.¹⁾ Insbesondere scheint mir die minutiöse Trennung der Schotter zu weit getrieben. Gerade Brückners schöne Figuren 123 und 124 (S. 972/3) bestärken mich darin. Ich glaube nicht, daß die kleinen Fleckchen auf Fig. 123 die ganze Niederterrasse repräsentieren, sondern als kleine Mäanderecken od. ähnl. der heutigen Schotterflur des Soligo zuzurechnen sind. Die Niederterrasse ist sonst im ganzen Gebiet besser vertreten und liegt (Br. S. 967) hoch überm heutigen Fluß: bei Fener 70 m, bei Cornuda 20 m und noch bei Nervesa 8 m! (ebenso bei Bassano + 24 m). Daher werden wir bei Cison di Valmarino, S. Felice, C. Check usw. 24 m überm Fluß dieselbe Niederterrasse haben, nicht eine besondere Hochterrasse; mit anderen Worten, wir unterscheiden nur einen jungquartären Schotter (auch bei Bassano kann man offenbar eine Hochterrasse nicht abtrennen, Br. S. 966); und ebenso nur einen altquartären Schotter; denn die beiden angeblich verschiedenen Deckenschotter sitzen auf der gleichen Grundstufe (ca. 200 m) auf, und die Differenzen in der Oberkante sind gering (Farra 257 m, gegenüber davon C. Premaor 240 m; auch bei Bassano-Solagna liegt deckenschotterverdächtiges Konglomerat 70 m überm Fluß auf 240 m). Die Hauptmasse der altquartären Schotter sammelten sich (jedenfalls über 100 m mächtig) in dem den Alpen vorgelagerten Senkungsfeld (Br. 992), das nach seiner trogförmigen Gestalt und dem Übergang von Senkung pari passu mit der Aufschüttung zu nachträglicher Auffaltung nach geologischem Sprachgebrauch jedenfalls als Geosynklinale zu bezeichnen ist, wenn auch nur als eine solche kleinsten Maßstabes. Die tieferen Lagen im Trog sind da natürlich älter als die oberen, die über dessen Peripherie weiter hinausgreifen und zu denen die isolierten Erosionsreste von „Deckenschotter“ gehören; aber im großen, stratigraphisch, letztere von der Hauptmasse des Montellokonglomerates zu trennen, haben wir vorläufig keinen Anhaltspunkt, viel wahrscheinlicher ist unmittelbarer, ununterbrochener Übergang, räumlich und zeitlich.²⁾

1) Dal Piaz (Bac. d. Piave S. 26), „nella nostra regione di tali distinzioni soltanto due appaiono particolarmente evidenti“.

2) Sowohl Taramelli als Dal Piaz sind für die Vereinigung von Montello-Konglomerat und Deckenschotter. Die Unterschiede, die Brückner angibt, betreffen nur Grad der Diagenese und Verwitterung (Ferrettisierung),

Das Montellokonglomerat (Br. 975) ist hell, dicht, ziemlich fest zementiert, führt oft sehr große und viel hohle Gerölle, meist Kalk, doch auch Kristallin, darunter Porphyry und den Biotitgranit von Caoria (Dal Piaz, Bac. d. Piave, S. 26); gelegentlich sind zwischen die Konglomerate Mergelbänke eingeschaltet. Das Montellogebirge ist stark verkarstet und tiefgründig verwittert, 5—6—? m hoch mit rotem Lehm bedeckt (wie die isolierten Deckenschotterlappen auch, Br. 974, Dal Piaz l. c. S. 25). Beziehungen zu älteren Vereisungen konnten bisher nicht nachgewiesen werden (Br. S. 978).

Die Gliederung der Schotter in bloß zwei Gruppen, alt- und jungquartär, zu vereinfachen, empfiehlt sich schon deswegen, weil wir eine weitgehende Gliederung der Gesimse und Talböden nicht durchführen können; die Gliederungen von Aufschüttungs- und Erosionsformen können einander aber nur dann ordentlich entsprechen, wenn beide im gleichen Maße detailliert sind. Viel einläßlicher als aus direkten morphologischen Beobachtungen liegt uns die Entwicklung der Oberfläche am Alpenrand in den geologischen Darstellungen implicite enthalten vor. Die mächtige Schichtfolge des Tertiär bekundet mit ihrem Wechsel von grob- und feinklastischen Ablagerungen beträchtliche Umgestaltungen der Landoberfläche; allein am Alpenrand folgen die Schichten einschließlich des marinen Pliozän von Cornuda einander ohne merkliche Lücken und mindestens ungefähr konkordant („pänakkordant“): südlich der Randflexur war die ganze Tertiärzeit hindurch Akkumulationsgebiet. Dagegen liegt das Alt-Quartär-Konglomerat dieses Gebietes „in netta trasgressione“ über den steilgestellten pontischen und pliozänen Schichten und ist selber noch, wenn auch flach, aufgefaltet. Der Montello (und die anschließenden Hügel bei Biadene-Pederiva im W und bis S. Pietro di Feletto im NO) entspricht einer 25 km langen, bis 6 km breiten, flachen, aber unsymmetrischen Antiklinalen (N-Flügel 5—8° N- bis NW-Fallen, S-Flügel 10—20° S- bis SO-Fallen), die in einem NW offenen, leicht geschwungenen Bogen W—O (bzw. NO) streicht und bei Tarzo (vor Vittorio) an die äußeren Alpenketten anschert (Br. S. 975). Während der Scheitel der Montello-Antiklinale am

sind nicht größer, als sie in ähnlichen großen, aber sicher zusammenhängenden Schutttablagerungen anderswo auch schon beobachtet worden sind, und sind (eingeständenermaßen, Br. S. 975) nicht überall anzutreffen, begründen also keine durchgreifende Trennung.

Collesel della Val dell'Acqua 369 m hoch sich erhebt (ungerechnet eine flächenhafte Ablation), wurde 4—5 km weiter SO von der Kammhöhe derselben ein äquivalentes „conglomerato infrarenico“ von nur 3—5 m Mächtigkeit bei Susegana (69 m, Piavebrücke S von Conegliano) 10 m tief erbohrt, d. i. 59 m ü. d. M. Dasselbe Konglomerat wurde bei E. St. Signoressa 80 m ü. d. M. (SO von Montebeluna) 30 m tief, d. i. 50 m ü. d. M., beim Bahnhof Bassano (131 m) in 47—54 m Tiefe angetroffen¹⁾, d. i. 84 m ü. d. M. oder 22 m unter der heutigen Brenta, während nördlich davon der Deckenschotter bei Solagna 70 m über der Brenta auf 240 m ü. d. M. liegt.

Die morphologischen Spuren dieser geologisch belegten wechselvollen Geschichte können wir nach den vorliegenden Beobachtungen noch nicht voneinander sondern. Brückner (S. 992 u. a.) kennt hier nur ein Gesimse, das präglaziale bzw. die Ferrettooberfläche in etwa 200—300 m (S. 988). Offensichtlich ist damit aber eine Gruppe begrifflich wohl zu trennender Gesimse zusammengefaßt. Im allgemeinen definiert Brückner den präglazialen Talboden mit der Sohle des älteren Deckenschotter (S. 992). Diese hatten wir am Alpenrand in rund 200—220 m (Soligoknie 210 m, Br. S. 93; S. Vito—S. Luca [W von Valdobbiadene] 220 m [?] [Br. S. 977]; bei Solagna, N von Bassano in 215 m [Br. S. 965]). Während Absatz des Deckenschotter bildete sich parallel zum Alpenrand in dieser Sohle eine Einmündung, die ungefähr 15 km breit und über 100 m tief war; denn die Mächtigkeit des Deckenschotter ist am Alpenrande (Soligoknie) 30—40—50 m (Br. 974), im Montello mindestens 100 m, bei Susegana nur mehr 3—5 m; wo diese Einmündung nicht mehr vorhanden ist, erfolgt die Mächtigkeitsabnahme schnell: Solagna 25 m (Br. 965) und 5 km südlich bei Bassano 7 m. Dies Verhalten erinnert an das später zu besprechende der Niederterrasse und paßt für eine gröbere Aufschüttung, die notwendigerweise ein stärkeres Gefäll haben muß. Die Schotteroberkante lag also am Alpenrand 240—250 m und konvergierte südwärts mit der Sohle. Diese kaum verfestigte Schottertafel wurde gefaltet: der Streifen, der sich früher gesenkt hatte, hob sich nunmehr zur Montello-Antiklinale, also mindestens um 170 m. Der Piavefluß behauptete demgegenüber seinen

1) Taramelli, T., Geologia delle Prov. Venete. Mem. Lincei 1881. S. 55. — Grund, A., Die Entstehung und Geschichte des Adriatischen Meeres. Geogr. Jber. aus Österr., VI. Jahrg., Wien 1907, S. 10. Vgl. Anm. 55.

antezedenten Lauf und schuf am O-Ende des Montello einen Talboden wieder in 200 m (Br. 976 m); die eigentliche Vorflut war also im ganzen älteren Quartär — post tot discrimina rerum — die gleiche geblieben, und eben aus diesem Grunde fallen alle die begrifflich so schön zu trennenden Talböden im Landschaftsbild sozusagen zu einem zusammen. Feinere Abstufungen sind sicherlich vorhanden, schon aus dem Kartenbild erkennt man solche: die höhere, der die kleinen Hügel angehören, die zwischen Vidor und Soligo massenhaft in 290—300 m Gipfelhöhe aus dem Zug der pontischen Konglomerate herausgeschnitten sind, um Possagno-Paderno in 320—350 m, W von Bassano in 290—310 m; und eine tiefere, N und W von Cornuda 220—250 m, bei Possagno (etwa 20 m höher) und W von Bassano usw.

Auf all jene Umwälzungen folgte eine lange Ruhezeit, deren Dauer durch die Bildung eines mehrere Meter mächtigen *Ferretto*, einer Roterde, welche alle ober dem 200 m-Talboden gelegenen Höhen überkleistert, ausreichend charakterisiert ist. (Auch der in die Montello-Antiklinale eingeschnittene Talboden ist voll *Ferretto*, also älter; Br. S. 976.) Ob die erste Hälfte Quartär genug Zeit für all die oben beschriebenen verschiedenen Vorgänge geboten hat? Nur die *Ferrettobildung* braucht wirklich viel Zeit, nicht aber die Aufschüttung grober Schotter. Das Beispiel am *Vanoi* (III, 1) hat uns gezeigt, daß ganz tüchtige Schuttgebilde in weniger als einem Jahrhundert entstehen können, und all unsere „Niederterrassen“ sind ja sicher in wenigen Tausenden von Jahren aufgeschüttet und wieder durchtalt worden. Ich kann mir ganz gut denken, daß derartige Aufschüttungen das letzte Ausklingen der tektonischen Phasen, der sie selbst erst ihre Entstehung verdanken, überholen, daß der grösste Teil der in Bewegung versetzten Schuttmasse (besonders wenn es sich um Umlagerung älterer Schuttanhäufungen, nicht ausschließlich um Erosion im Anstehenden handelt) auf einen Boden aufgeschüttet wird, der noch nicht völlig zur Ruhe gekommen ist, und daß daher seine Schichten von den letzten tektonischen Ausgleichsbewegungen mit disloziert werden. Derart wären alle jene verwickelten Umgestaltungen am Alpenrand nur als die Einleitung des altquartären Zyklus anzusehen, nicht etwa als selbständig tektonisch-morphologische Vorgänge.

Den jungquartären Zyklus leitete ein Sinken der Vorflut im Adriabecken ein (oder eine Hebung der Alpen, in Betracht kommt

nur deren relatives Verhältnis), und zwar begann die Absenkung wieder außerhalb, südlich, der jüngsten Antiklinale und betrug (nach den erbohrten Deckenschottern zu schließen) bei Bassano ca. 100 m, bei Susegana ca. 130 m, um welchen Betrag das südliche Gebiet relativ zu den Alpen tiefer gelegt wurde. Eine der ersten Folgen war, daß der Piave die bereits von einer Schleife stark angenagte Montello-Antiklinale in direkter S-Richtung auf Caerano und Montebeluna durchbrach. Die breite Öffnung verbaute er sich allerdings später derart mit seinem Niederterrassenkegel, daß er schließlich dessen O-Flanke hinabglitt in sein altes Bett, das der Soligo, obwohl viel kleiner, doch schuttarm, behauptet und hinreichend vertieft hatte. Darum ist auch der Durchbruch auf Nervesa, weil ursprünglich von einem kleinen Flusse angelegt, so viel schmaler als die Pforte westlich des Montello. Über die jungen Schotterbildungen ausführlich im nächsten Kapitel.

Glazialbildungen. Das eigentliche Alpenvorland hat der Würmgletscher nur mehr bei Vittorio erreicht. Im Piavedurchbruch liegt die Würmendmoräne bei Quero. Sie besteht aus 3 (bis 5) Wällen, die bis 100 m überm Fluß aufragen, aber nur einen schmalen Gürtel von etwa 2 km Breite bedecken, und enthält reichlich Gneis, Granit, Glimmerschiefer, Melaphyr, Porphy.¹⁾ Die obere Grenze der Jungmoränen steigt vom Zungenende schnell (mit 70—80 ‰) gegen N an; sie liegen am M. Cornelle NW von Quero auf 370 m, am Mte. La Croce bei Vas, 2,5 km oberm Gletscherende, auf 450 m. Spuren älterer Vereisungen fehlen an der Brenta so gut wie vollständig (Br. 966) und sind auch sonst außerordentlich spärlich (Br. S. 971); sie sind bis Vittorio nirgends mehr als einige Kilometer vom Außenrand der Jung-Endmoränen entfernt (Br. S. 977).

Die eben gegebenen vereinfachten groben Umriss der Oberflächengestaltung des Alpenrandes halte ich für ziemlich gesichert. Immerhin war es sehr erwünscht, daß ich sie mit den Längsprofilen einiger Nachbarflußgebiete vergleichen konnte, deren Kenntnis (aus den *Pubbl. del Ufficio idrografico del R. Magistrato alle Acque*)

1) Solange keine genaueren Gesteinsbestimmungen vorliegen, ist über Herkunft gar nichts Sicheres zu sagen. Für Cordevole, den *Brückner* (S. 966) in erster Linie nennt, spricht nur der Melaphyr, und da ist man nicht sicher, ob es nicht der permische schwarze Porphy vom Ceredapaß ist (also von Cison oder Miss).

ich der Freundlichkeit des Istituto geologico der Universität Padua verdanke.

No. 20 e 21. Stefanini, G. I bacini della Meduna e del Colvera in Friuli. 1912, tav. VI. Das Haupttal des Torr. Meduna ist anscheinend ganz in Schutt ertrunken; es zeigt kaum irgendwelche als Reste alter Talböden deutbaren ebenen Stücke, sondern läuft in kontinuierlichem Gefäll von 600 m bis 300 m, womit es gleichsohlig in den Schutt der Ebene übergeht. Aber die Seitenbäche zeigen deutliche Talstufen, und zwar die innern bei ca. 600 m, die äußern bei 550—450 m. Tav. VII. Torr. Colvera hat eine Talstufe bei 440 m und läuft bei 260 m flach in die Ebene aus.

No. 37. Dainelli. Carta della permeabilità delle Rocce del bacino della Cellina. 1912. Fig. 2. Torr. Cellina zeigt ebene Talböden in 600 m und in 380 m.

No. 41 e 42. Fabiani, R. La regione montuosa compresa fra Thiene, Conco e Bassano nel Vicentino. 1912, S. 4, Fig. 1. Torr. Silana (W von Bassano): ebener Talboden um 500 m un-
deutlich, gut der um 250 m, Vorflut 150 m an der Mündung. Tav. XI. Torr. Lavarda: flacher Talboden in 550 m, mitten in der großen Steilstufe ein Absatz bei 300 m, von 220 m ab glatt auslaufend. Tav. VI. Torr. Chiavona, ebener Boden 500 m — große Stufe — Absatz um 250 m — kleine Stufe —, von 200 m glatt aus.

Wenn auch einzelne Stufen im Längsprofil auf sehr verschiedene Art entstehen können, so spricht die Übereinstimmung in den Höhen benachbarter Täler doch dafür, daß es sich wirklich um Reste alter ausgeglichener Talböden handelt, und wir können diese gewiß unvoreingenommenen hydrographischen Angaben als weiteren Beleg für die Ansicht verwerten, daß wir an dieser Strecke des Alpenrandes zwei Haupthaltepunkte des Tiefenschurfes in etwa 450 m und um 200—250 m haben. Sehr merkwürdig ist, daß am Friauler Alpenrand die heutige Schotterflur der Ebene (eigentlich wohl die Niederterrassenflur?) von W nach O ansteigt, nicht bloß absolut, d. h. zu größerer Meereshöhe, sondern auch relativ, d. h. im Verhältnis zu den älteren Talböden, welche derart von unten auf in dem unendlichen Torrentenschutt ertrinken; merkwürdig schon deswegen, weil bekanntermaßen nach O hin der Niederschlag zunimmt und die größere Wassermenge den Abtransport des Schutt es eher hätte befördern sollen.

IV. Quantitative Analyse

1. Die heutigen Gerinne (t) und die Schotterflur der Niederterrasse (s)

Jeder Versuch einer genaueren Analyse der Formen der Oberfläche muß von den Gerinnen des fließenden Wassers, noch genauer gesagt von der Entwicklung des Längsprofils derselben ausgehen; denn in unserem Klima hängt jede Erosionswirkung mehr oder minder von dem nächsten Gerinne, als dem Transportweg für deren anfallenden Schutt ab, und die Leistungsfähigkeit desselben wird in erster Linie durch das Gefälle bestimmt, d. i. durch die auf einer bestimmten Strecke zur Verfügung stehende Arbeitsleistung des Wassers. Nur im allerersten Jugendstadium, solange noch der nackte Fels allort durchbricht, ist das Gefälle ganz unregelmäßig; sehr bald jedoch bedeckt sich die Sohle mit einer vorwärts wandernden Geschiebepflasterung¹⁾, und das Gefälle „gleicht sich aus“, zuerst auf allen jenen Teilstrecken, auf denen das geschiefeführende Gewässer rein sich selbst überlassen bleibt, d. h. es stellt sich ein stationärer Strömungszustand ein, bei dem durch jeden Querschnitt gleich viel Wasser und Geschiebe passieren. Das Ausgleichsgefälle ist nur eine Funktion von Wassermenge und Geschiebegröße; beim Weiterrollen werden die Geschiebe verkleinert und daher wird das Wasserspiegelgefälle stromabwärts stets kleiner, das normale Längsprofil ist eine fallende logarithmische Linie.²⁾ Wo Wasser- und Geschiebemenge sich

1) Klebelsbergs Ansicht (S. 60): „Das rezente Talsystem kann nicht in Vergleich gezogen werden, weil uns die Kenntnis seiner wahren (Fels-) Sohle fast ganz fehlt“, ist irrtümlich. Im Gegenteil, zum Vergleich brauchbar ist gerade nur das wandernde Geschiebepflaster; was unter diesem liegt, Fels oder ruhender Schotter, ist in den Strecken ausgeglichenen Gefälles gleichgültig.

2) Daß die „Normalgefällslinien der Flüsse keine bestimmten geometrischen Kurven sein können“ (Penck, Morphologie der Erdoberfläche, I, 327), ist insofern richtig, als ein Naturgegenstand geometrisch nie restlos dargestellt werden kann. Aber man kann jedes Flußprofil aus Kurven der Form $y = Y \cdot e^{-nx}$ zusammenstückeln, und selbst wenn es nötig ist, die Konstanten zu variieren, so kann man durch Verwendung von Mittelwerten derselben in obiger Formel eine angenäherte Darstellung erzielen, welche dem Wasserbauer genügt und auch dem Morphologen genügen kann. Vgl. Putzinger, J., Das Ausgleichsgefälle geschiefeführender Gewässer. Österr. Monatsschrift für den öffentl. Baudienst usw., Jahrg. I, Heft 7/9, Wien 1920. Forchheimer, Hydraulik. Enzyklopädie der math. Wissensch. 1906.

sprungweise ändert (Mündung von Nebenflüssen), ist ein Brechpunkt des Kurvenzuges.

Die besondere Gestalt der Gefällskurve ermittelt der Wasserbauer für jeden Fluß empirisch, indem er zwischen die gemessenen Punkte und Musterstrecken Normalkurven interpoliert. A priori könnte man die betreffenden Konstanten nur in den größten Umrissen angeben. Einen älteren Talboden derart rein deduktiv zu berechnen, wäre kaum vorteilhaft. Besser ist es, die heutigen Gerinne und ihre Gefällsverhältnisse zum Vergleich heranzuziehen. Wohl hat sich seitdem vieles geändert, vieles ist aber auch gleich geblieben, so z. B. die aus einem bestimmten Einzugsgebiete anfallenden Geschiebe, ihre Art und Abnützbarkeit, das Verhältnis verschiedener Nachbargebiete und ähnl., was rein deduktiv zu schätzen kaum möglich wäre. Wenn genügend vorsichtig, können wir hoffen, durch derartige Vergleiche mit den heutigen Gerinnen für einen alten Talboden das theoretisch zu erwartende Längsprofil mit derselben Genauigkeit zu ermitteln, welche durch Beobachtung seiner Erosionsreste direkt zu erreichen ist. Die Differenz beobachtet — berechnet wird uns dann den Einfluß der jungen Tektonik erkennen lassen.

Zuerst untersuchen wir daher die Längsprofile der heutigen Flüsse unseres Gebietes. Besondere hydrographische Aufnahmen stehen leider nicht zur Verfügung und die Verwendung der Höhenziffern der Karte 1:25 000 kann das nicht ersetzen. Die Höhenziffern, die sich auf den Fluß selbst beziehen (abgesehen von den dabei möglichen Irrtümern), sind zu spärlich und ergeben daher nur Durchschnittsgefälle größerer Strecken. Zu einer genauen Berechnung genügt dieses Material nicht, und von einer solchen wurde daher auch abgesehen. Für unseren Hauptzweck ist seine Genauigkeit aber völlig ausreichend; wir gewinnen daraus ein Bild der für ein bestimmtes Flußsystem möglichen Entwicklung und sichere Anhaltspunkte für die Beurteilung der älteren Talböden.

A. Längsprofil des Piaveflusses.

S. Rocco	35 m ü. d. M.				
Nervesa	72 " "	d. i. + 37 m	auf 11,5 km	oder 3,2 ‰	
Ca Mirra	115 " "	43 " "	6 " "	7,1 " "	
Font. del Boro	118 " "	3 " "	5 " "	0,6 " "	
Unter Brücke Vidor	137 " "	19 " "	7 " "	2,7 " "	
K.	151 " "	14 " "	4 " "	3,5 " "	

S von Fener K.	162 m ü. d. M., d. i. + 11 m	auf 3 km	oder 3,7 ‰
ONO von Fener K.	176 " " "	14 " "	2,5 " " 5,6 "
S von Scalon	191 " " "	15 " "	6,5 " " 2,3 "
Sonnämündung	205 " " "	14 " "	4 " " 3,5 "
K.	220 " " "	15 " "	3,5 " " 4,3 "
Unter Cesanabrücke	236 " " "	16 " "	4,5 " " 3,6 "
Unter Cordevolemündung	269 " " "	33 " "	7 " " 4,7 "
Durchschnitt: 234 m auf 64,5 km gibt 3,63 ‰.			

Das Durchschnittsgefälle ist für einen Fluß dieser Größe überraschend hoch. Wassermenge bleibt mangels größerer Nebenflüsse auf dieser Strecke so ziemlich konstant. In der Gegend von Quero (Fener) nimmt das Gefäll zu. Belastung des Flusses durch Geschiebe aus den jungen Endmoränen. Die Gefällszunahme im Montellodurchbruch kann denselben Grund haben. Oder dauern dort die tektonischen Bewegungen fort?

B. Längsprofil des Brentaflusses.

Bassano	106 m ü. d. M.			
Torre bei Solagna	114 " "	d. i. + 8 m	auf 5,2 km	oder 1,5 ‰
Unter S. Nazario	128 " "	14 " "	3,0 " "	4,7 " "
Valstagna	148 " "	20 " "	4,3 " "	4,7 " "
Vannini (Cismon-Mdg.)	195 " "	47 " "	10,7 " "	4,4 " "
Primolano	208 " "	13 " "	4,5 " "	2,9 " "
Alte Grenze	217 " "	9 " "	2,0 " "	4,5 " "
Unter Tezze	226 " "	9 " "	1,8 " "	5,0 " "
Ober "	230 " "	4 " "	1,7 " "	2,3 " "
Grignobachmündung	245 " "	15 " "	2,3 " "	6,5 " "
W von Selva	274 " "	29 " "	4,7 " "	6,2 " "
Masobachmündung	328 " "	54 " "	7,8 " "	6,9 " "
Ceggiobachmündung	371 " "	43 " "	3,2 " "	13,4 " "
E. St. Marter	414 " "	43 " "	4,5 " "	9,6 " "
SW von Novaledo	425 " "	11 " "	4,0 " "	2,8 " "
Levicosee	440 " "	15 " "	6,0 " "	2,5 " "
Durchschnitt: 334 m auf 65,7 km gibt 5,1 ‰.				

Auch die Brenta hat sehr starkes Gefäll. Läßt man die ärgsten Schuttkegelstufen bei Borgo weg, so ermäßigt sich das Durchschnittsgefälle um ca. 1 ‰ und kommt ganz nahe an das des Piave. Von Bassano südwärts fließt die Brenta sogar etwas sanfter als der Piave in die Ebene hinaus (nach der Sp.-K. 3,4 ‰). Sehr schön sieht man die Wirkung frischer Schuttfuhr in der Verteilung des Gefalles an der Cismonmündung, am Bergsturz von Tezze und besonders an den Wildbachschuttkegeln unter Borgo.

Schwinner, Die Oberflächengestaltung usw.

Ober Marter ist nur mehr ein Fließchen übrig; aber weil die Schuttzufuhr gering ist (meist auch der feine zerreibliche Phyllit), kann es ein recht geringes Gefälle aufrecht erhalten.

C. Längsprofil des Cismonflusses.

Vannini	195 m	ü. d. M.			
O von Giuliat	243 "	"	d. i. + 48 m	auf 5,5 km	oder 8,7 ‰
Giaron (unter Arsiè)	270 "	"	27 "	"	3,0 "
Pte. di Frassenè (Fonzaso)	307 "	"	37 "	"	3,8 "
Pte. della Serra (Lamon)	379 "	"	72 "	"	3,5 "
Vanoimündung	443 "	"	64 "	"	7,5 "
Mte. Croce (alter Zoll)	510 "	"	67 "	"	1,7 "
K.	531 "	"	21 "	"	1,0 "
Noanamündung (Imer)	618 "	"	87 "	"	5,0 "
Primör-Transacqua	713 "	"	95 "	"	4,5 "
Siror	766 "	"	53 "	"	1,5 "
Unter Valmesta	973 "	"	207 "	"	4,0 "
Mdg. d. V. della Vecchia	1088 "	"	115 "	"	1,0 "
" " " di Roda	1207 "	"	119 "	"	1,5 "
S. Martino di Castrozza	1444 "	"	237 "	"	2,0 "

D. Längsprofil des Vanoiflusses.

Vanoimündung	443 m	ü. d. M.			
Masi di Vanoi	519 "	"	d. i. + 76 m	auf 3,2 km	oder 23,8 ‰
K.	562 "	"	43 "	"	1,5 "
K.	594 "	"	32 "	"	1,4 "
Unter Canal S. Bovo	642 "	"	48 "	"	1,2 "
" " "	669 "	"	27 "	"	0,8 "
Unter Rebruttmündung	725 "	"	56 "	"	1,3 "
Knapp ober "	749 "	"	24 "	"	0,7 "
K.	763 "	"	14 "	"	2,0 "
Unter Caoria	806 "	"	43 "	"	1,2 "
Knapp ober Caoria	857 "	"	51 "	"	1,3 "
K.	1095 "	"	238 "	"	4,3 "
K.	1337 "	"	242 "	"	4,2 "
Mga. Sotiede bassa	1434 "	"	97 "	"	2,3 "
" " alta	1530 "	"	96 "	"	0,8 "

Obwohl immer noch recht wasserreich und beständig, zeigen Cismon und Vanoi doch schon große Unregelmäßigkeiten. Unmittelbar ober Vannini ist das Gefälle das Doppelte des Hauptflusses und wächst stromaufwärts noch; die beiden Quellflüsse haben in vergleichbaren Strecken, von der Vanoimündung im Cismon bis Siror (323 m auf 13,7 km) 23,6 ‰, im Vanoi bis Caoria (414 m auf 13,3 km) 31,1 ‰. Die Unregelmäßigkeiten

deuten auf noch nicht bewältigte Felsstufen (vielleicht bei Mte. Croce). Im Vanoi ist sehr schön die Stauwirkung des Rebruttkegels zu erkennen. (Das mahnt zu großer Vorsicht bei Deutung von Längsstufen als Rest alter Talböden. Die Rebruttausbrüche waren für die Zeitgenossen allerdings außergewöhnliche Katastrophen; im geologischen Leben des Hochgebirges ist aber ähnliches geradezu alltäglich.)

E. Längsprofil des Stizzoneflusses.

Sonnamündung (Piave)	205 m	ü. d. M.			
S von Feltre	259 "	"	d. i. + 54 m	auf 6 km	oder 9,0 ‰
Cà di Sassi (St. Lucia)	316 "	"	57 "	"	4,5 "
Ober Seren	357 "	"	41 "	"	3,0 "
K.	375 "	"	18 "	"	0,5 "
Ende der Straße („Kote“)	483 "	"	108 "	"	3,0 "
Mündung V. Lavazè	560 "	"	77 "	"	3,0 "
" V. dell' acqua	667 "	"	107 "	"	0,5 "
726 "	"	"	59 "	"	0,5 "
952 "	"	"	226 "	"	0,8 "
Hauptquellast: V. della Bocchette	1060 "	"	108 "	"	1,2 "
	1161 "	"	101 "	"	0,5 "
	1257 "	"	96 "	"	1,1 "
	1437 "	"	180 "	"	2,0 "

Ganz das Gegenteil der wasserreichen Urgebirgsflüsse Cismon und Vanoi ist der Stizzone der typische „Torrente“ des Kalkgebirges, meist trockenes, schutterfülltes Gerinne, aber die Gefällsentwicklung in Mittel- und Unterlauf ist beinahe die gleiche wie bei jenen. Die Versteilung des Längsprofils unter 500 m entspricht der stärkeren Schuttzufuhr aus den Terrassen von S. Siro usw.; im Oberlauf dagegen erscheinen offenbar nackte Felsstufen, etwa um 950 m und 1150 m.

In den meisten Teilen unseres Gebietes finden wir die heutigen Gerinne begleitet von jungzerschnittenen Schotterterrassen, die sich im Piave- und im Brentagebiet wie folgt in eine einheitliche Flur einordnen lassen (S.).

F. Die Niederterrasse.

Nervesa	+ 8 m	überm heutg. Fluß = 80 m	ü. d. M.		
Cornuda	20 "	"	"	148 "	d. i. + 68 m auf 18 km od. 3,8 ‰
Pederobba				200 "	"
				52 "	" 6 " " 8,7 "

Fener	70 m überm heutg. Fluß	= 250 m ü.d.M., d. i. + 50 m auf 3,3 km od. 15,1 ‰						
[Feltre 30/40	"	"	290 "	"	"	40 "	16,7 "	2,4 "
Cesa	"	"	318 "	"	"	68 "	34 "	2,0 "
Polpet 20/30	"	"	405 "	"	"	77 "	18 "	4,8 "
Bassano 24	"	"	130 "	"	"	25 "	4 "	6,25 "
Pove	"	"	155 "	"	"	70 "	19 "	3,7 "
Vannini 30	"	"	225 "	"	"	46 "	5,5 "	8,4 "
Giuliat 30	"	"	271 "	"	"	74 "	6,8 "	10,9 "
Fonzaso 30/40	"	"	345 "	"	"			

Die längs des Piave bekannt gewordenen Terrassenstücke schließen zu einer Schotterflur zusammen, deren Gefäll ganz gut zu dem des Piave paßt (vgl. A) — abgesehen von der steileren Stufe ober Fener. Solche Gefällsbrüche entstehen dort, wo die Geschiebeführung plötzlich verwehrt bzw. vergrößert wird, ganz gleich wie, ob nun durch einen schuttreichen Seitenfluß (B), durch einen Bergsturz (Tezze, B) oder einen neuen Murschuttkegel (Rebrutt, D). Die Schleppkraft des normalen Gefälls genügt nicht, ein Teil des Schuttes bleibt liegen und bildet einen kleinen Damm. Dieser wächst, talab mit einer Art Übergußschichtung, bergwärts durch Stau auflandend, bis das Stirngefäll steil genug geworden ist, um alles anfallende Geschiebe abzutransportieren. Handelt es sich nicht um regelmäßige Zufuhr, sondern um eine begrenzte Schuttmasse; die irgendwie in den Fluß gefallen, so wird einmal der Geschiebebeschuß geringer werden, die Transportarbeit ist dann geringer, als dem Gefäll entsprechen würde, und mit der so verbleibenden lebendigen Kraft reißt der Fluß den eben erst errichteten Schuttdamm gleich darauf wieder ein (Beispiel am Rebrutt III, 1). In diesem einfachen, mechanisch notwendigen Zusammenhang erkennen wir in der Endmoränenzone von Quero die Ursache des Gefällsknickes unserer Niederterrassenflur.¹⁾ (Daß die dort anfallenden groben Geschiebe auch noch heute den Fluß merklich belasten, bezeugt ein kleinerer Gefällsknick in Längsprofil A.)

Die Schotter innerhalb und außerhalb der Endmoränen zu einer Flur zusammenzuziehen, ist dadurch gerechtfertigt, daß diese

1) Derartige Vorgänge sind den Wasserbautechnikern gut bekannt. Vgl. Putzinger, l. c. (Anm. 50), S. 21. „Abgesehen von der Zuförderung durch Seitentäler, kann das Hinzutreten einer größeren Geschiebegattung dadurch veranlaßt werden, daß sich ein Wasserlauf in die Ablagerungen früherer geologischer Zeitalter einschneidet und sein Gefälle entsprechend der neuen Geschiebegröße ausbildet.“

Flur — die Oberflächenform, nicht der ganze Schotterkörper — sicherlich ein homogenes Gebilde ist, nämlich die Ausgleichskurve des Gerinnes unmittelbar nach Abschmelzen des Gletschers. Die Ruhelage der Würmgletscher, das „Stadium der Amphitheater“, hat — besonders auf der S-Seite der Alpen — lange genug stationär sich verhalten, daß vor der Gletscherzunge ein ziemlich gut ausgeglichenes Flußgefälle hergestellt worden wäre, entsprechend einer bestimmten Wasser- und Geschiebeführung. Beim Rückzug der Gletscher (und besonders danach) empfing der Fluß weniger Wasser, mehr und größere Geschiebe. Die Verkleinerung der Wassermenge war vielleicht nicht sehr bedeutend (Penck S. 1145), viel größer ist aber der Kontrast in der Schuttführung. Für gewöhnlich führt der Gletscherbach gar nicht viel grobe Geschiebe; die deponiert ja der Gletscher zum Großteil säuberlich beiseite. Nach Wegschmelzen des Eises, wenn die ganze Moränenlandschaft auf das Regime des fließenden Wassers umgruppiert wird, kommt davon vieles ins Rollen und gleichzeitig fällt von den ausapernden Gehängen rückwärts auch viel neuer grober Schutt an. Das Ausgleichsgefäll, das den Verhältnissen unmittelbar nach Rückzug der Gletscher entspricht, muß daher überall viel steiler sein als während der Eiszeit, und da der Endpunkt (die Vorflut) fest liegt, muß die Kurve überall ober dem alten Längsprofil liegen. Es wird also auf der ganzen Flußstrecke aufgeschüttet werden, und sollten etwa außerhalb der Endmoränen vor oder während der Eiszeit Schotter aufgeschüttet worden sein¹⁾, so werden diese einfach in die neue Aufschüttung einbezogen. Beide Teile der Flur, jener, der von den Endmoränen in logarithmischer Kurve abfällt, und der andere, der von denselben unregelmäßiger, zuerst mit dem flachen Gefäll der Staubildung, gegen oben ansteigt, gehören untrennbar zusammen als der morphologische Ausdruck eines und desselben physikalischen Vorganges. Daher soll hier auch für beide der gleiche Name „Niederterrasse“ (s) gebraucht und damit der Begriff jener unmittelbar nach Rückzug der Gletscher gebildeten Schotterflur verbunden werden. Nochmals betont: wir sprechen immer nur von der Form, und die

1) Die unteren und mittleren Schichten der Niederterrasse ziehen sich bei Quero noch unter die Endmoränen hin (Br. S. 967 ob.) und zeigen verschiedene Gesteinsvergesellschaftung (Br. S. 967 unt.), eine Beobachtung, die anderswo auch schon gemacht worden ist. Vgl. Hilber, Taltreppe, Graz 1912, S. 21, 23, 24.

ist sicher homogen und ziemlich gleichzeitig gebildet; ob auch der Schotterkörper homogen ist, geht uns hier ebensowenig an wie die Frage, ob ein Felsgesimse Dolomit oder Granit ist.¹⁾

Die unmittelbare Folge des Gletscherrückzuges war Belastung der Flüsse mit grobem Geschiebe und daher Aufschüttung. Dauern konnte dieser Zustand nicht, denn der Vorrat an grobem Gletscherschutt mußte sich erschöpfen, und dann schnitt der Fluß wieder ein (wodurch aus der Flur erst die „Terrasse“ herauspräpariert wurde), allerdings nicht ganz bis zur alten Profillinie; denn Geschiebebelastung dürfte immer noch etwas mehr und Wasser etwas weniger sein.²⁾ Derart folgte aus einer Klimaänderung eine Oszillation im Flußbett, ein Auf- und Abschwanken der Profillinie. Sollte postglazial eine wirkliche Klimaschwankung (Eiszeit — trocken — feuchter) allgemein nachweisbar sein, so würde das den Effekt noch verstärken. Die Aufschüttung und nachfolgende Zerschneidung der Niederterrassenflur braucht aber eine solche Hypothese zur Erklärung ebensowenig wie die Annahme einer allgemeinen Hebung und Senkung der Alpen.

Die Niederterrassenflur läßt sich regelmäßig entwickelt Piaveaufwärts durchs Bellunobecken (Längsprofil F) und bis Longarone, vielleicht gar bis Perarolo verfolgen (Br. S. 967, 997) und ebenso Cordevoleaufwärts bis Agordo (Br. S. 1002). Im Brentagebiet kann man sie dagegen nur auf der Strecke Bassano—Vannini—Fonzaso einigermaßen in Ordnung finden. Auf der Brentastrecke Primolano—Borgo haben wir zwar die Aufschüttung, aber keine Zerschneidung; offenbar wegen junger tektonischer Bewegungen (Rückläufigkeit der Schotteroberkante zwischen Vannini und Primolano, III/4, S. 51), wie überhaupt die Lessinische Masse von einer derartigen jungen Senkungszone ganz umgürtet scheint

1) Genaueres über die Frage der Baustufen, Schotterterrassen usw., auf die hier nicht ausführlicher eingegangen werden konnte, siehe bei Hilber, Taltreppe, eine geologisch-geographische Darstellung, Kap. IV, Graz 1912. Auch E. Nowak, Die Entstehung der Inntalerrasse, ein Überblick über den heutigen Stand der Frage. Geologische Rundschau Bd. IX, Heft 7/8, 178—189, 1918 bringt einen Überblick über die Frage im allgemeinen.

2) Penck (S. 1142 ff.) ist darin beizupflichten, daß die Eiszeit nicht bloß durch Vermehrung des Niederschlages verursacht worden ist. Jede Mehrung der Niederschläge abzulehnen, halte ich aber für übertrieben und geht auch nicht aus Pencks Prämissen hervor.

(vgl. Randseenproblem V/2, S. 103). Die Schotter von Lamon fallen im entgegengesetzten Sinn aus dem Bild heraus, gerade als ob sie um 180 m nachträglich gehoben worden wären. Unter dieser Annahme bildeten die Schotter von Fonzaso 345 m, Lamon 600—180 = 420 m, Imer 700 m eine einheitliche Flur mit 17 bis 20 ‰ Gefäll, wie es für den Cismon hier recht gut paßt. Dem Mechanismus der Tezze—Lan-Schaufelfläche würde das ganz gut entsprechen: Senkung in Primolano und Hebung in Lamon und natürlich auch in Tesino, wo ohnedem die Schotterflur mit 683 m eine ganz unwahrscheinliche Höhe einnimmt. Allerdings scheint es ebenso möglich, die Lamonschotter als Staubildung des Würmgletschers zu erklären. Wir brauchen nicht einmal Brückners ad hoc eingeschobenes Rückzugsstadium; denn nach unseren Feststellungen kann damals das Eis im Fonzasobecken ohnedem in ca. 500 m gestanden haben, und Lamon war eisfrei. Wir müssen nur noch die zweite Annahme machen, daß diese Schotter bei Schwinden der Gletscher auch sofort wieder zerschnitten wurden, bevor ein auf die Vorflut von 600 m in Lamon basierter Schotterstau bis Imer hinaufreichen konnte (in mindestens 830—850 m!), das ja nur bei während der Eiszeit durch die Cismongletscherzunge vor gleichzeitiger Zuschüttung bewahrt war. Nach dem vorliegenden Material sind beide Hypothesen annehmbar. Die tektonische hat den Vorzug, keine Hilfsannahme zu brauchen, und es ist überhaupt für unsere Anschauungsweise zweckmäßiger, sie anzunehmen (vgl. S. 94, einige glazialgeologische Bedenken siehe V/2, S. 100).

Ist derart die Schotterfläche von Lamon zu Recht in die Niederterrasse (s) eingereiht, so haben wir dank der nachträglichen Hebung bei Ponte della Serra Gelegenheit, die Mächtigkeit dieser Aufschüttung über der untersten Felssohle ($u = 360$ m) kennen zu lernen. Die hier zu ermittelnde Differenz von 240 m mag ja vielleicht eine der größeren, die überhaupt vorkommen, sein (Kulmination des s-Profiles?); allzu viel geringer werden wir sie aber auf den anderen Flußstrecken auch nicht schätzen dürfen: Wir haben bergwärts selbst bei Imer und Canal S. Bovo noch 82 bzw. 116 m Schotter aufgeschlossen und weithin noch keine Spur von u ; ebenso ist die venezianische Ebene etwa 200 m tief mit jungquartären Flußablagerungen aufgefüllt.¹⁾ (Das stützt entschieden die

1) Vgl. dazu Penck und Brückner, S. 792, 899 und bes. 1201. Grund, A., Beiträge zur Morphologie des dinarischen Gebirges. Geogr. Abh., herausg. v. Penck, Bd. IX, H. 3, 1910, S. 117/118. Vgl. Anm. 47.

Annahme, daß bei Lamon Aufschluß in gehobenem, ziemlich normalem Schotterprofil vorliegt, keine außergewöhnliche Stau- bildung!) Zur Zeit, als *u* eingeschnitten wurde, muß der Boden der venezianischen Ebene und der Alpenrand entsprechend höher über dem Meer gelegen haben als heute. Bezüglich des Alpeninnern ist damit wenig zu entscheiden; denn die schmalen, cañonartigen Talrinnen von *u* werden kaum völlig zu ausgeglichenem Längsprofil gediehen gewesen sein, und ihr Rückwärtseinschneiden greift zwar sehr weit zurück, hier bis in den geschlossenen Körper des Hochgebirges der Asta- und Palagruppe, ist aber offenbar nirgends an sein natürliches Ende gelangt; stets taucht in den Alpentälern der Felsboden als scharf markierte Schwelle aus dem Schutt empor, war also vor jener letzten Absenkung eine im Rückwärts- wandern begriffene Steilstufe. Da wir sonst keine Anhaltspunkte haben, machen wir die einfachste vorläufige Annahme, daß Alpen und venezianische Ebene gleichmäßig gesenkt worden sind, nachdem die Felssohlen *u* ausgeschürft worden waren und bevor die Schotterflur *s* ausgeglichen war, wahrscheinlichster Zeitpunkt: Ende der Würmeiszeit. (Senkung, wie hier immer zu verstehen: in bezug auf die unverändert gedachte Vorflut der Adria.) Als Betrag der Senkung lassen wir allgemein 150 m gelten, wie sie sich aus dem Profil von Pte. della Serra—Lamon leicht ermitteln läßt (vgl. Tabelle).

2. Charakteristik der alten Landoberflächen

Ohne Zweifel ist die Oberfläche des festen Landes in früheren geologischen Perioden ganz so wie heute von den Atmosphärien ausgearbeitet worden und für den Fall des gewöhnlichen humiden Klimas — das mit noch zu besprechenden kleinen Ausnahmen für unseren Fall sichergestellt ist — hat die Analyse von der Entwicklung der Gerinne fließenden Wassers auszugehen, wie im vorigen Abschnitt auseinandergesetzt worden ist (S. 62). Grundsätzlich wäre da gar keine Änderung an der Methode vorzunehmen; tatsächlich kann man aber bei Talböden von höherem Alter niemals mit der gleichen Sicherheit und Genauigkeit arbeiten wie bei den jetzigen Gerinnen, und man wird daher die Ansprüche etwas herabsetzen müssen. Es klingt recht großartig, wenn vom „Durchverfolgen“ eines Gesimses gesprochen wird, aber meistens ist das gar nicht so böß gemeint. Gelegentlich sieht man

ja wirklich ein solches Gesimse auf lange Strecken zusammenhängend erhalten (in unserem Gebiet Talboden *b* von der Brenta ober Arsìe—Feltre—Belluno bis zum Tal von S. Croce durch); meistens sind es aber Gesimsstücke von mittelmäßiger Länge, durch Lücken gleicher Größenordnung getrennt, aus denen das Längsprofil des alten Talbodens erschlossen werden soll. Ferner ist fast regelmäßig (gänzlich verlassene Trockentäler, wie das von Arsìe, sind eine sehr seltene Ausnahme) der wichtigste Teil des Talbodens, das eigentliche alte Gerinne, auf das sich alle hydrographischen Daten beziehen, vom heutigen Fluß zerstört und aus den bergseitigen Resten kann man die ursprüngliche Höhenlage nicht ganz genau rekonstruieren.¹⁾ Insbesondere ist es dann nicht immer leicht zu entscheiden, ob man den eigentlichen Talboden, den des gut ausgeglichenen Ruhezustandes vor sich hat, oder eine jener „Vizinalflächen“²⁾, die kleineren, rein lokalen Unregelmäßigkeiten beim Einschneiden und Verbreitern des Tales ihre Entstehung verdanken.

Es sind also zwei Fehlerquellen in acht zu nehmen: erstens die Ungenauigkeiten bei Bestimmung der Höhenlage des alten Talbodens an einer bestimmten Stelle, zweitens Irrtümer in der Verbindung der Talbodenreste benachbarter Flußstrecken (falsche „Parallelisierungen“). Die Gefahren der ersteren schätze ich nicht allzu hoch ein. Natürlich besteht eine gewisse Ungenauigkeit, wie schließlich bei allen Messungen, insbesondere je älter die Talböden sind (viel mehr abgenutzt und als kleinere ganz außenliegende Reste weiterhin zu verlängern); gelegentlich drängen sich auch die Vizinalniveaus in verwirrender Fülle; aber schließlich heißt *vicinus* doch immer noch *benachbart*, und die großen Gruppen, auf die wir einzig abstellen, sind immer sicher zu trennen. Es ist sogar zu bedenken, daß die Ursachen, welche eine Höhenziffer beeinflussen, bei benachbarten Terrassenstücken z. T. die gleichen sind, so daß der Fehler aus der Differenz (dem Gefäll, auf das es einzig ankommt) teilweise wieder herausfällt. Im großen ganzen halte ich die Höhen der alten Talbodenreste (die senkrechten Kolonnen der Tabelle von S. 88/89) für vollkommen gesichert und glaube der Ungenauigkeit durch die ziem-

1) Wegen der Abschrägung durch Abspülung und Gletschererosion wird es nicht immer richtig sein, dafür die unterste Außenkante der Terrassenflur zu setzen (vgl. H e t t n e r, Die Oberflächenformen des Festlandes, 1921, S. 55).

2) S c h w i n n e r, Verh. K. K. Geol. R.-A., 1918, S. 169.

lich weitgehende Abrundung der Ziffern hinreichend Rechnung getragen zu haben.

Für die Parallelisierung benachbarter, aber nicht verbundener Talbodenreste hat man bisher ziemlich ausschließlich das Gefälle benutzt, das sich bei unmittelbarer Verbindung ergäbe, d. h. man hat implicite angenommen, daß seitdem der Gebirgskörper sich nicht bewegt oder höchstens rein translatorisch, ohne Drehung oder Deformation, verschoben hätte. Da wir aber das Hauptproblem unserer Arbeit darin sehen, den (eventuellen) Einfluß tektonischer Vorgänge (der letzten Phasen der Alpenfaltung) auf die Gestaltung der Oberfläche zu ermitteln, scheidet dieser Gedanke völlig aus, und wir müssen nach Kriterien für die Parallelisierung suchen, die durch Tektonik nicht gestört werden können.

Die beiden jüngsten Talböden *t* und *s* sind bereits besprochen; für sie ist die Einheitlichkeit durch unmittelbaren Zusammenhang gegeben. Auch die darunter versteckte Felssohle *u* werden wir ohne Bedenken als einheitlichen Talboden ansehen können. Charakteristik: rasches Tieferschneiden, keine Zeit zum Verbreitern, daher auch wenig kleine Zwischengesimse. Kleine Seitentäler bleiben hängen; ob das Haupttal völlig ausgeglichen, bleibe dahingestellt; das Rückwärtsrücken der Vertiefung hat zwar noch nicht völlig sein Ende erreicht, reicht aber weit über die Randzone bis in die Hochgebirgsstöcke der Asta- und Palagruppe zurück (Kl. S. 60).

In den gewaltigen Steilwänden ober *u*, die den charakteristischsten Zug der jungen Südalpentäler darstellen, erscheint recht regelmäßig und fast allgemein verbreitet eine Rast *r*. Ob dieser Erosionsstillstand oder -halt wirklich überall genau gleichzeitig eintrat, das ist nicht sicher; wir dürfen nicht ohne weiteres auf allgemeine Ursachen schließen und darauf einen eigenen Zyklus begründen. Ebensogut kann der Hiatus der Erosion nur die Folge einer großen Flußverlegung sein, also rein lokal bedingt. Freilich haben alle diese Flußverlegungen die gleiche Ursache, die große mittelquartäre Hebung, und sind daher alle nahezu gleichzeitig, stehen bei benachbarten Flußsystemen übrigens auch vielfach direkt im Zusammenhang. Die Täler von *r* sind, nach den verlassenen Rücken (V. Rodena, Fastro-Arsiè) zu schließen, vielleicht etwas breiter und ausgeglichener als *u*, sicher aber nicht viel; wo der gleiche Fluß weitergearbeitet hat, ist von dem *r*-Gesimse meist nicht viel

übrig, und selbst auf der Strecke Rocca—Incin—Vannini, wo doch der Hauptfluß, die Brenta, die über diesen Talboden durchfloß, heute abgelenkt ist, ist der verbliebene Gesimserest recht schmal.

An der Oberkante der Cañonwände beginnt eine neue Welt; das fühlt man so recht, wenn man in stundenlangem Anstieg an steilem Hang oder in drangvoll enger Steilschlucht von der Brenta weg der sanften Weideflächen am Grappastock und an den Sieben Gemeinden erklimmen hat. Als tiefster, gut ausgeglichener, weit ausgeräumter Talboden dieser Landschaft ist *c*) genau definiert und durch Zeichen von Stillstand des Tiefenschurfes, Mäander (bei Arsiè u. a.) und Schuttanhäufungen (Agarobreccien) noch weiter gut charakterisiert. Aller Wahrscheinlichkeit nach hat sich auf dieser Stufe eine Vereisung ereignet, und das mag die weiträumige Ausarbeitung noch begünstigt haben. Verlässliche Anhaltspunkte liegen dafür allerdings nicht mehr vor, und die Ruheperiode nach jener Vereisung war lang genug, um auch rein fluvial eine recht weitgehende Einebnung zu erzielen. (Beweis für die lange Dauer: Verwitterungserscheinungen bei Ca. Cainer III/4, S. 54 und im Alpenvorland der Deckenschotter-, „Ferroto“ III/5, S. 60.)

Im eigentlichen Suganer Gebiet unterscheiden wir nur mehr einen weiteren älteren Talboden *b* und können diesen einfach definieren als das höchste Niveau, in dem sich hier ein deutlich abgesetzter Talboden unterscheiden läßt, als Zeugnis der ersten Ruheperiode nach dem Auftauchen aus der Meeresbedeckung und des dem entsprechenden ersten subaërischen Erosionszyklus. Die Talformen von *b* sind (ebenso wie die von *c*) flach, mit sanften Böschungen und breitem Talboden und scheinen sehr stark ausgereift zu sein. Im Vergleich mit *r* und *u* ist das sicher richtig, aber an und für sich wird man das nicht überschätzen dürfen; denn jene weiträumigen sanften Formen sind nur zum Teil auf Rechnung der Erosion zu setzen; jene Talungen waren von allem Anfang an bereits beim Auftauchen als weite flache Mulden tektonisch angelegt.

Talboden *a*, entsprechend dem Cuestastadium des südosttirolischen Hochlandes (vgl. Kap. VI), erscheint hauptsächlich nur an der Grenze unseres Gebietes, nördlich von der Suganer Hauptüberschiebung. Südlich von dieser dürften nur Dodici-Gruppe und Grappastock ein wenig übers Meer aufgeragt haben. Talboden *a* ist nur unter günstigen Umständen in großen geschlossenen Ab-

flachungen erhalten oder besser gesagt: nur zu erkennen, wo solche vorliegen; am besten im Kalk, da die Karstformen die großen Züge weniger stören (Pala-Plateau), während in kristallinem Gestein der ursprüngliche Charakter der Verebnung durch Auflösung in Hügel- und Buckelformen undeutlich werden oder verschwinden kann.

Ältere Oberflächensysteme werden sich im Gebirge wohl nicht mehr unterscheiden lassen.¹⁾ Denn einerseits ist *a*) bereits vielfach undeutlich und verwischt, andererseits hat *a*) z. T. selbst zur Umkehrung des tektonischen Reliefs geführt, also alle älteren Formen während langer Erosionsdauer gründlich zerstört. Wenn hier in die Tabelle für einige Orte die mittleren Gipfelhöhen als Niveau (*a*) eingesetzt wurde, so entspricht dies hauptsächlich dem Bedürfnis, für den Zyklus, der mit *a* endet, schätzungsweise eine Anfangslage einzuführen. Bei dem stufenförmigen Absetzen der Gipfelhöhen dürften ältere Verebnungen mitspielen, und daher sollen sie als Surrogat eines präzise definierbaren Talbodens, den wir eben aus jenen Zeiten nicht mehr nachweisen können, hier gebraucht werden, unbeschadet der Erkenntnis (III, 1, S. 19; 2, S. 31), daß Gipfelniveau und Talböden als solche nicht direkt vergleichbar sind.

Es ist nicht zu leugnen, daß die Beschränkung auf die obigen Hauptgesimse eine weitgehende Vereinfachung, also auch unvermeidlich eine gewisse Vergewaltigung der beobachteten Verhältnisse bedeutet. Insbesondere die sanfteren Hänge ober *c* sind stets noch weiter gegliedert. Also „es gelingt nur in seltenen Fällen, derlei Untergliederungen für längere Talstrecken oder einheitlich für die ganze Tallänge zu verfolgen; noch weniger lassen sie sich für getrennte Talgebiete verlässlich parallelisieren“ (Kl. S. 61). Derart ist die Beschränkung auf eine geringe Zahl der zu unterscheidenden Talböden bei fast allen Beobachtern (vgl. Kap. VII) das mittelbare Ergebnis der morphologischen Beobachtung gewesen.

Jeder Erosionszyklus hat irgendwo ein Gegenbild in einem Sedimentationszyklus, das je näher und unmittelbarer verbunden, desto genauer entspricht, und dessen Spuren jedenfalls von größerer Haltbarkeit sind als die der Zerstörung geweihten Formen der Festlands Oberfläche. Insbesondere muß der Beginn

1) Die oft genannten permischen, algonkischen usw. Rumpfflächen sind nur wegen bald darauf folgender Überdeckung erhalten geblieben.

jedes Zyklus, relative Hebung oder Auffaltung und dem folgend starker Tiefenschurf im Erosionsgebiet, im Sedimentationsraum als grobklastisches Gebilde geologisch überliefert werden, während den Zeiten der darauffolgenden tektonischen Ruhe und allmählichen Abklingens der Erosionsintensität ein allmähliches Feinerwerden des Sedimentes entspricht. Für das Suganer Gebiet steht uns nun glücklicherweise eine stratigraphische Überlieferung zur Verfügung, die seit dem Mesozoikum geschlossen, ohne größere Lücken, bis heute erhalten ist. Und in dieser Reihe finden wir nur 4 grobklastische Gebilde: die Konglomerate in der marinen Molasse von Borgo-Belluno, die terrestrischen Konglomerate der pontischen Stufe, die Konglomerate des Altquartär (Montello) und die Schotter des Jungquartär. Dazwischen jedesmal feinere Sedimente der Ruhezeit: Mergel und Tone des Helvetian und Tortonian, marine Pliozänmergel und die mächtige Verwitterungskrume des Ferretto. Wir haben also 4 Phasen der Gebirgsbildung (auch in anderen Teilen der Alpen geologisch nachweisbar): Anfang Miozän, zwischen sarmatischer und pontischer Stufe, Anfang Quartär und Mitte Quartär.¹⁾ Und daher nur 4 Zyklen der Erosion, können daher auch nicht mehr Haupttalböden, als wir oben unterschieden, haben. Das gibt:

- Zyklus **M** [Miozän, Molasse] = a/a , d. h. ausgehend von Landoberfläche *a*, einschneidend bis Talboden *a*;
 „ **P** [Pontisch-Pliocän] = a/b , pontische Nagelfluh am Alpenrand;
 „ **Q** [Alt-Quartär] = b/c , Montello-Konglomerat, Agarobrecien, Ferretto (ältere Eiszeit).
 „ **W** [Würm p. p.] = c/t (kann weiter gegliedert werden).
 [Vgl. dazu auch Tafel II].

Für *r* haben wir keinen gesonderten Zyklus abgetrennt; denn diesem kurzen Halt in der Erosion fehlt das Gegenstück im Sedimentationsraum, und das verstärkt einigermaßen den Verdacht, daß es sich nur um Vorgänge von lokaler Tragweite (je ein einzelnes Flußsystem betreffend) handelt. Wenn der Ausdruck Zyklus einen rechten Sinn haben soll, so darf man ihn doch nur für eine

1) „Mitte“ nur stratigraphisch verstanden; daß dies die Hälfte der seit Beginn quartär verstrichenen Zeit wäre, soll nicht behauptet werden. Vgl. hierzu auch Levy, F., Die eiszeitliche Vergletscherung der Südalpen zwischen Dora Riparia und Etsch, Zeitschr. f. Gletscherk. Bd. IX, 1914/15, S. 321 und Tabelle.

volle Periode, Wellenberg und Wellental — in Gebirgsbildung, Erosion und Sedimentation anwenden.¹⁾

Die geologischen Daten bestätigen also die morphologische Vereinfachung des Bildes, die Reduktion der Landschaft auf eine beschränkte Zahl von Stockwerken. Die Aufgabe, diese Gliederung in den einzelnen Talbecken festzustellen, ist durch die gegebene Charakteristik der einzelnen Talböden stets bestimmt (und wird auch praktisch nicht viel Unsicherheiten mit sich bringen). Ursprünglich muß jedes dieser alten Talbodensysteme ein in sich ausgeglichenes Flußsystem beherbergt haben. Die Gefällsverhältnisse, die dieser Annahme entsprechen würden, leiten wir aus denen der heutigen Gerinne ab (siehe vorigen Absatz), und wenn die heutigen relativen Höhen dem nicht mehr entsprechen, so schließen wir, daß die betreffenden Gesimsestücke nachträglich tektonisch um den betr. Unterschied verstellt worden sind. Im Grundsatz ist damit die Methode unserer Analyse klargelegt; Durchführung und evtl. Schwierigkeiten im einzelnen sollen Gegenstand des nächsten Kapitels sein. Hier ist nur noch zu besprechen, welche Einwände grundsätzlich gegen die Methode überhaupt erhoben werden können bzw. welche allgemeinen Argumente zu ihren Gunsten sprechen.

Der denkbar radikalste Einwand wäre, die Lehre von den Erosionszyklen überhaupt zu bestreiten. Unleugbar bietet diese Theorie manche Angriffspunkte für die Kritik. Unser Fall liegt aber in gewissem Grade doch anders als die Mehrzahl der hier betroffenen; denn wir haben die Erosionszyklen ja nicht allein morphologisch erschlossen; ganz unabhängig davon liefert die geologische Beobachtung 4 tektonische Episoden (durch Faltungsdiskordanzen) und 4 Perioden verstärkter Erosion (stratigraphisch belegt). Wenn man nun von den 4 Stockwerken, in welche die Landschaft ohne Zwang zerlegbar erscheint, je eines einer der tektonischen Episoden zuordnet, so ist die Wahrscheinlichkeit dieses tatsächennahen Schlusses immer größer als die irgendwelcher fernerer, aus theoretischer Deduktion gezogener Einwendungen.

1) Ich glaube, daß mit solchem Gebrauch des Wortes ein Teil der von Hettner (Die Oberflächenformen des Festlandes, 1921, S. 147 u. 189) erhobenen Bedenken vermieden wird. Ich lege nicht auf die Formen das Hauptgewicht, sondern auf die periodische Zu- und Abnahme der Aktivität in jenen drei Arten von geologischen Vorgängen. In der Wahl des Namens war Davis, wie fast immer, sehr unglücklich. Auch der englisch sprechende Mathematiker teilt eine Sinusschwingung nicht in „Zyklen“ ein, sondern in Perioden!

Man könnte auch meinen, daß die Verebnungen der einzelnen Talungen nicht untereinander durch ein normales Flußgefäll in Verbindung gestanden haben müssen, sondern daß die „Stufenlandschaft“¹⁾ primär ist, nicht erst durch nachträgliche tektonische Zerstückelung und Verstellung entstanden. Diese Erklärung kann für unser Gebiet aber nicht angewendet werden. Eine derart gleichzeitige Ausbildung mehrerer Stockwerke von Verebnungen ist nur bei einem Wechsel von durchlässigem und undurchlässigem Gestein denkbar — hier ist so ziemlich alles durchlässig — und ferner bei nicht allzu großen relativen Überhöhungen. Eine Abtragung über die Fläche durch „Dellenbildung“ ist auch im weichsten tonigen Gestein nur bis zu jener Tiefe denkbar, bis zu der das Gestein bereits aufgelockert ist, kann also nicht schneller fortschreiten als Verwitterung eindringt. Sie würde bei Gefällsprüngen wie vom Broccon nach Tesino oder gar von den Sieben Gemeinden nach S sehr schnell durch normale Drainierung überholt werden. Daß die Querdurchbruchstäler in der Gefällsausgleichung zurückbleiben, ist ja möglich, ein Beispiel dafür der heutige Cismon unter Imer (vgl. S. 65), das aber gleichzeitig zeigt, daß solche Erosionsstufen im Längsprofil weitaus nicht hinreichen, die relativen Höhen unserer Verebnungsstockwerke zu erklären.

Allgemeiner könnte man gegen unsere Art des Vergleichs einwenden, daß die Gefällsverhältnisse der heutigen Flußgerinne nicht ohne weiteres zum Maßstab genommen werden dürfen, weil sich seit Miozän Klima und sonstige Umstände allzu sehr geändert haben. Im Prinzip ist das sicher richtig, in Ziffern macht es wenig aus; denn die Entfernungen sind gering und das Gefälle von großen Flüssen, wie die Brenta (inkl. Avisio!) kann nur um wenige ‰ schwanken, der mögliche Fehler verschwindet unter den anderen.²⁾

1) Vgl. Hettner, Die Oberflächenformen des Festlandes, 1921, S. 82 ff. Schmitthener, Die Entstehung der Stufenlandschaft. Hettners Geogr. Zeitschr. 1920, S. 207 ff.

2) Die Ausgleichsgefällskurve der Wasserbauer bezieht sich auf den Wasserspiegel, schon das Schotterbett zeigt manche Abweichungen von dieser Regelmäßigkeit, noch mehr natürlich die darunterliegende Felssohle, aber von den fossilen Talböden ist nur letztere meist erhalten. Ferner, was für die seitliche Erosion nicht unwesentlich, dem Hochwasser entspricht eine andere Kurve als dem Niedrigwasser. Ob ein systematischer Unterschied in der Gefällsentwicklung von Grund- und Baustufen besteht, halte ich noch nicht für

Schließlich könnte man einwenden, daß nach einer so komplizierten Dislokation, wie sie eine Faltung vorstellt, von den alten Gesimsen heute nichts mehr zu sehen wäre; die müßten zerstückelt, gekippt, verbogen, kurz: fast unkenntlich geworden sein. Jedoch in unserem Gebiete herrschen Flexuren und Kofferfalten; größere Winkel der Schichtlage kommen nur in schmalen Zonen vor. Wenn nun vielfach die Schichten überhaupt nur wenig aus ihrer horizontalen Lage gebracht worden sind, können die Gesimse seit Pliozän, höchstens Miozän auch noch einigermaßen ungestört geblieben sein (zumal auf die Zeit von Miozän ab nicht viel über die Hälfte der ganzen Verstellung trifft. Vgl. nächstes Kapitel). Außerdem liegen die alten Talungen im Faltenstreichen, ihre Gesimse werden durch Faltung also wohl gehoben, aber nicht zerstückt oder gekippt; in den Durchbruchschluchten steht es mit den Gesimsen ohnedem überall schlecht. (Schiefgestellte Gesimse werden überhaupt selten einwandfrei beobachtet, weil sie bei auch nur geringer nachträglicher Erosionsmodellierung von flacheren Hangstücken kaum zu unterscheiden sind.)

Damit wären die hauptsächlichsten Einwände wohl alle besprochen; denn mehr Punkte als die Verbindung überhaupt, die Art der Verbindung und ihre Erkennbarkeit können kaum angezweifelt werden. Alle diese Einwände haben sich als nicht stichhaltig bewiesen; außer dieser doch immerhin nur indirekten Bekräftigung unserer Grundannahme lassen sich aber auch einige direkte Argumente zu ihren Gunsten finden.

Die erste und wesentlichste Tatsache dieser Art ist, daß die Morphologie in den Südalpen (bzw. in den Alpen überhaupt) nicht ohne Hypothese über junge tektonische Vorgänge auskommen kann. Die Senkung der Erosionsbasis ist zu groß, um einzig durch ein Sinken des Meeresspiegels erklärt zu werden, und die relative Verschiebung von Alpenrand und Poebene ist sozusagen zu greifen. Die gebräuchliche Hypothese lautet, daß die Alpen nach vollendeter Faltung als Ganzes gehoben, vielleicht etwas gekippt worden bzw. daß die Poebene oder die Adria ab-

völlig geklärt (vgl. Hilber, Taltreppe, S. 45). Ich glaube, daß ceteris paribus das Gefälle das gleiche sein müßte, aber gerade diese Bedingung dürfte nicht erfüllt sein, da im selben Flußstück doch nur akkumuliert wird, wenn größeres Geschiebe und weniger Wasser da ist. Gerade weil die Ursachen zu Unregelmäßigkeiten so vielfach und verschieden sein können, sind wir berechtigt, all das vom Standpunkt der Fehlertheorie aus zusammenzufassen.

gesunken, „eingebrochen“ wären, oder ähnlich. Für den ersten Blick scheint das den Vorzug der Einfachheit zu haben. *Scheint! Überlegen wir genauer!* Das Stück Erdkruste, das die Alpen aufbaut, wird von einer Gesteinsmasse repräsentiert, die von Anfang an keine besondere Festigkeit besaß, sondern durch Schichtfugen, Klüfte, Lassen geschwächt war; die verschiedenartigen Beanspruchungen haben außerdem im Gesteinskörper eine Menge größerer und kleinerer Bewegungsflächen ausgearbeitet. Ein neuerlicher Impuls tektonischer Kräfte wird sich, entsprechend den verschiedenen Widerständen und Bewegungsmöglichkeiten, im allgemeinen in einer Deformation, einer Änderung der relativen Lage der Teile, ausdrücken. Soll nur eine einheitliche Bewegung, keine Deformation zustande kommen, so müssen die wirkenden Kräfte ganz besonders künstlich disponiert werden; es ist gar *keine einfache Sache*, diesen tausendgliedrigen Aufbau so zu bewegen, daß er wie aus einem Stück aussieht. Im Gegenteil, es ist sehr unwahrscheinlich, daß die Natur Wert darauf legt, gerade dieses Kunststück zu treffen.¹⁾ Natürlich, in einem Gebiet mit höchstens einfacher Bruchschollentektonik beginnt der Erosionszyklus mit der *beliebten* Hebung und Kippung; in den Alpen ist aber die Einleitung ein Stück — eine „Phase“ — der Alpenfaltung. Bekannt ist uns (oder sollte und könnte einigermaßen bekannt sein) die Anfangslage der Schichten (im Sedimentationsraum) und die Endlage (heutige Tektonik), und von einer zur anderen kann man auf mehreren Wegen und mit recht verschieden bemessenen Schritten gelangen. Von vornherein müssen uns alle diese tektonischen Möglichkeiten gleich wahrscheinlich gelten; Aufgabe der Morphologie wird es sein festzustellen, welchen Weg die Alpenfaltung tatsächlich eingeschlagen hat und in welchen Schritten (Phasen). Auch wer an die einfache Blockhebung oder -kippung der Alpen glaubt, wird unser weitergehendes Programm nicht bemängeln dürfen; auch jene wäre unter den zur Wahl stehenden Möglichkeiten als Spezialfall inbegriffen, und wenn sie zutrifft, müßte unsere Art der Analyse darauf führen.

Zweitens: Unserer Art zu parallelisieren, liegt die Annahme zugrunde, daß in jeder größeren Talung alle Gesimse anzutreffen

1) „Es ist ein Grundsatz der wissenschaftlichen Methodik, zuerst die einfachste Annahme zu machen; aber die einfachste Annahme ist nicht die Annahme, die sich am leichtesten ausdenken läßt . . . , sondern die Annahme, die der Natur am wenigsten zumutet.“ Hettner, Oberflächenformen, S. 43.

seien (natürlich ausgenommen a in den Gebieten, die im Miozän noch überflutet waren) und daß jedes einzelne davon ein Flußnetz repräsentiert, das vom damaligen Meeresstrand weg über unser ganzes Gebiet ziemlich ausgeglichen und ohne Sprung landeinwärts sich erstreckt hat. Läßt man diese Annahme nicht gelten, so hat man einwärts (Primör, Tesino) hohe Gesimse, die südwärts in die blaue Luft hinauslaufen (die Strandlinie lag noch weit S von ihrem Abbruch!), und außen hat man tiefere Gesimse, die nicht ins Gebirge hereingreifen, „weil sie noch nicht so weit gediehen sind“¹⁾, ausgenommen das rezente Talsystem, das tiefste und jüngste von allen. Sonderbare Ausnahme! Nach Kap. VI, 4 (S. 91) dürfte die Zeitdauer der Erosionszyklen zu schätzen sein $M > P > Q > W$ = etwa das Aus- und Abklingen der Alpenfaltung: kürzere Intervalle, kleinere Amplituden? Jedenfalls ist W weitaus der kürzeste; und doch soll gerade damals die Erosion weiter zurückgegriffen haben als während der unmittelbar vorhergegangenen, länger dauernden Zyklen? Und zwar um vieles! So zeichnet Klebelsberg Hochflächen- und trambilenisches System nur bis ins Becken von Lamon, den tiefsten Einschnitt (u nach unserer Bezeichnung) aber fast bis Caoria und über Primör.

Das ist die größte, aber nicht die einzige Unwahrscheinlichkeit, auf welche die Annahme führt, das Gebirge sei sowohl bei Hebung als Kippung ein fest zusammenhängender Block geblieben; auch mit den entsprechenden Gefällskurven hapert es dann an allen Enden und Ecken. Und ebenso wie im Längsprofil hat man im Querprofil auf Schritt und Tritt den unverständlichen Gegensatz zwischen ausgeglichenen, sanften, „alten“ und unvermittelt jäh und schroff wechselnden „jungen“ Formen: an die flachwelligen Hochflächen grenzt mit geradliniger Front, höchstens durch seichte Rinnen zerschnitten, der viele hundert Meter hohe Steilabfall der nächsten Stufe. Die Gesimse am äußeren Alpenrand hat man allerdings stets durch junge tektonische Erhebung erklärt; warum nicht ebenso die doch nach genau dem gleichen Modell gebauten anderen Flexur- und Überschiebungsstufen?

Schließlich hat Futterer²⁾ für das nahe benachbarte Gebiet

1) Klebelsberg S. 60, aber auch Sölch hat ähnliche Ansichten vertreten. Vgl. Hettner, Oberflächenformen, S. 56.

2) Futterer, K., Durchbruchstäler in den Südalpen. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, Bd. 30, Jahrg. 1895, S. 1 ff.

der Friauler Randzone junge Faltung nachgewiesen. Zuerst wurde das Gebirge N von der „Frattura periadriatica“ Barcis—Starasella gehoben (in den Schuttablagerungen des Alpenrandes finden sich bis Mittel-Miozän ausschließlich Gerölle der dort anstehenden Trias-Juragesteine), die Kreide südwärts von jener Überschiebung blieb ungestört und wurde von den Schottern jener Küstenebene konkordant überdeckt. Erst im Ober-Miozän begann sich hier die Randkette aufzuwölben, die konsequent über Bergflanke und Küstenebene S-fließenden Flüsse behaupteten ihren antezedenten Lauf und schnitten in die werdende Falte ein, und in den Konglomeraten des Alpenrandes erscheinen erstmals Rudistenkreide und Eozän. Für unser Gebiet liegen derartige genaue Angaben über die Herkunft der Gerölle der verschieden alten Konglomerate nicht vor. Aber was für die Friauler Kreidekette gilt, muß in gewissem Grade auch für die westliche Fortsetzung (Cansiglio—Col Visentin—Grappa) gelten, und tatsächlich führt auch unsere morphologische Analyse auf eine Auffaltung der Randkette mit Zyklus P, mit der pontischen Stufe beginnend.

3. Die tektonische Umgestaltung der Oberfläche

In der Tabelle Seite 88/89 zeigt der obere Teil die heutige Höhenlage der alten Talböden, und zwar in den senkrechten Kolonnen jedesmal die um einen der Knotenpunkte des Flußnetzes beobachteten Gesimse (natürlich ergänzt gedacht). Gesimse, die nur auf einer Talseite zu beobachten sind, wurden in [] gesetzt, mit Anfügung der Himmelsrichtung; die Schotter-(Akkumulations-)Talböden s und t wurden punktiert unterstrichen. Jede einzelne solche Kolonne für sich kann somit als gesichertes Beobachtungsergebnis (\pm mittlerer Fehler) angesehen werden; die Parallelisierung in den Horizontalzeilen, die Vereinigung zu Talbodensystemen ist nach den eben entwickelten Kriterien vorgenommen worden und enthält daher auch hypothetische Elemente (Diskussion später).

Der untere Teil der Tabelle zeigt die vertikalen Verstellungen, welche die Talböden an der betreffenden Stelle nachträglich erlitten haben. Es bedeutet $x/y = +\xi$: Ausgangszustand jene Oberfläche, in der der Fluß auf dem heutigen Gesimse x floß; die Hebung $+\xi$ leitete einen neuen Erosionszyklus ein, und der Fluß schnitt bis Gesimse y ein. Wenn sich sonst nichts geändert hätte und beidemal ein völlig ausgeglichenes

Gefäll erreicht worden wäre, müßte ξ die Differenz der Höhenziffern von x und y sein. Addiert man von unten herauf und subtrahiert, so ist $t_0 = x - \{s/t + u/s + \dots + x/y\}$ die Höhe, welche der Talboden x bei seiner Entstehung sich über dem Meeresspiegel befand. Wo sich sonst nichts geändert, muß $t_0 = t$ sein, im übrigen ist t_0 überall durch die den Umständen entsprechende Ausgleichsgefällskurve definiert. (Diese basiert natürlich auf der Vorflut, und Hebung und Senkung sind daher stets als relativ zum Meeresspiegel verstanden.)

				$t_0 = 110$ m über d. Meer	
I. Bassano					
" -Vannini	23 km, + 90 m, d. i. 3,9‰	"	"	200 "	" "
" -Arsiè-Primolano	14,5 " + 100 " " 6,9 " "	"	"	300 "	" "
" Grigno	7,8 " + 40 " " 5,1 " "	"	"	340 "	" "
" Borgo	15,7 " + 130 " " 8,3 " "	"	"	470 "	" "
II. Vannini-Fonzaso-Lamon	16,3 " + 130 " " 7,9 " "	"	"	330 "	" "
" Imer	15 " + 270 " " 18,0 " "	"	"	600 "	" "
" Vallalta	16 " + 300 " " 18,7 " "	"	"	900 "	" "
" Agordo	11 " + 300 " " 27,3 " "	"	"	1200 "	" "
III. Imer-Canal S. Bovo	4 " + 100 " " 25 " "	"	"	700 "	" "
IV. Vidor/Cornuda				140 "	" "
" -Feltre	26 " + 120 " " 4,6 " "	"	"	260 "	" "
" -Fonzaso	9,5 " + 60 " " 6,3 " "	"	"	320 "	" "
" -Lamon	4 " + 30 " " 7,5 " "	"	"	350 "	" "
" -Tesino	13 " + 100 " " 7,7 " "	"	"	450 "	" "
" -Borgo	13 " + 120 " " 9,2 " "	"	"	570 "	" "
V. Fonzaso-Primolano	16 " + 240 " " 15,0 " "	"	"	560 "	" "
Pr.-Vannini	4,5 " + 80 " " 17,8 " "	"	"	640 "	" "
VI. Tesino-Grigno	7,2 " + 150 " " 20,8 " "	"	"	600 "	" "

Hiermit ist in ziemlich groben Zügen das Normalflußsystem (t_0) angegeben, das zur Berechnung der tektonischen Veränderungen dienen kann [$x/y = x - t_0 - \{s/t + u/s + \dots\}$, schrittweise, von unten beginnend]. Die Gefällsverteilung hält sich (wie Vergleich mit IV, 1 zeigt) im Rahmen der heute beobachteten. Härten kommen von der Abrundung der Zahlen für die Höhen. Durch Nachgeben innerhalb der Fehlergrenze ließe sich die Gefällskurve recht gut glätten; aber das würde eine Genauigkeit vortäuschen, die nicht besteht, und könnte mißverstanden werden. Ebendeswegen wurde auch davon abgesehen, die Veränderungen im Einzugsgebiet zu berücksichtigen (der Piave war ursprünglich viel kleiner, zuerst nur aufs Bellunobcken beschränkt, die Brenta größer, empfing auch den Avisio usw.). Wesentlich, für evtl. Um-

formungen zu beachten, daß die beiden Hauptvarianten I und IV für Borgo die Differenz 100 m geben müssen, entsprechend dem Abstand, den dort Gesimse r und r' haben. (Talboden vor und nach der Ablenkung der Brenta nach Primolano.)

Die jeweils in eine Horizontalzeile gestellten Ziffern (+ Hebung, — Senkung) geben die Vertikalkomponente der tektonischen Bewegung an der betreffenden Stelle an, und bei Beachtung der bekannten Bewegungsbahnen ist damit der tektonische (Faltungs-) Vorgang vollkommen bestimmt, der den an der Spitze der Zeile bezeichneten Erosionszyklus (oder -teilzyklus) eingeleitet hat, wir können derart das Fortschreiten der Faltung Schritt für Schritt beobachten. Das Bild, das ein einzelner dieser Faltungsakte oder -phasen bietet, ist von einem zum andern wenig geändert, recht einfach und, wie mir scheint, ganz plausibel. Es sind im allgemeinen zwei Hebungszonen: das SO-tirolische Hochland, das, soweit wir es von hier aus übersehen, ziemlich gleichmäßig im ganzen gehoben wird, und das Randgebirge, das sich antikalinal aufwölbt; und zwei Senkungszonen: eine schmalere zwischen beiden Antikalinalzonen (Belluno—Primolano—Borgo) und eine breite geosynklinalenähnliche „Saumtiefe“ südlich der Randkette. Die Grenzen der Hebungs- und Senkungszonen sind allerdings nicht jedesmal genau die gleichen: die nördliche Hebungszone reicht einmal bis zur Suganer Hauptüberschiebung, das anderemal bis zur Coppoloflexur; auch die Randkette wird bald breiter, bald schmaler aufgewölbt (z. B. P gegen W).

Wir dürfen nicht verschweigen, daß das Bild nicht vollständig ist. Die Pfeilhöhe der antikalinalen Aufwölbungen kann mit unserer Methode nicht erfaßt werden; nach den allgemeinen Oberflächenformen würden wir vermuten, daß die Grappa—Dodici—Pavione-Gruppe in ihrer Kammlinie noch etwas höher emporgetragen worden ist als die durch unsere Ziffern charakterisierten Ränder der Massive. Kleinere Antikalinalen (Montello, C. di Lan, Lefrè) sind zwischen den weitgestellten Knoten unseres Netzes überhaupt fast ganz durchgefallen, und ihr Anteil kann nur indirekt und nachträglich eingeschätzt werden. Noch schlechter steht es mit den Synklinalen¹⁾; von den älteren Gesimsen

1) Einige Anhaltspunkte gab das Durchzeichnen einer Reihe von Profilen (vergleiche Tafel II) durch Vergleich von tektonischem Relief und Abtragungsflächen. In der Suganerfurche ist nur jener Schichtkomplex erhalten geblieben, der Anfang Miozän etwa unterm Meeresspiegel

fehlt gerade der mittlere Teil, der die Tiefe der Einmündung messen ließe, und für die Randsenke fehlt es überhaupt an Daten. Und doch ist die Absenkung in letzterer sehr bedeutend und morphologisch von großer Wichtigkeit. So ist z. B. die pontische Stufe am Alpenrand durch 500—600 m auf festem Lande abgesetzte Konglomerate vertreten. Da diese Serie konkordant von marinen Pliozänmergeln abgeschlossen wird, so muß die Senkung im Zyklus P die Aufschüttung noch übertroffen haben.¹⁾ Auch für Zyklus Q hatten wir Grund, eine Einmündung am Alpenrand anzunehmen, und am Beginne von W erfolgte nahe am Alpenrand eine flexurartige Abbeugung von rund 100—140 m auf der Linie Bassano—Montebeluna—Susegana.²⁾

Das ziffernmäßige Ausmaß der vertikalen Verschiebungen hält sich in mäßigen Grenzen; die relative Verstellung benachbarter Schollen überschreitet selten 200 m für je einen Zyklus. Der dementsprechende horizontale Zusammenschub ist nicht besonders groß, weil die Bewegungsflächen meist ziemlich steil stehen. Ich schätze, das z. B. Bassano und

lag und andererseits ist auch nur im Miozän noch sedimentiert worden, aber diese Molasse ist nur in Borgo und Belluno eingefaltet und erhalten, sonst gleich flächenhaft wieder abgewaschen worden. Die Mächtigkeiten (z. B. die der erhaltenen Kreide) können also stets nur kleiner werden, müssen aber stets den verfügbaren Raum zwischen tektonischem Relief (am Ober-Jura am besten kenntlich) und Oberfläche füllen (sonst müßte eine Hohlform und Aufschüttung zustande kommen). Trägt man also die Mächtigkeiten von einem Profil zum andern, und berücksichtigt, daß das Flußlängsprofil ziemlich das gleiche sein muß, so erhält man gewisse obere und untere Grenzen für Syn- und Antiklinalen und kann dann, anlehnend an Nachbarpunkte, für diese gewisse Bewegungskomponenten schätzungsweise ableiten, natürlich mit etlicher Unsicherheit. Die derart durch Schätzung gewonnenen Ziffern sind in der Tabelle mit Sternchen (*) bezeichnet.

1) Genaue Mächtigkeitsangaben konnte ich nirgends finden. Für das benachbarte Friaul gibt Futterer dem „Messinien“ 600 m, und das stimmt so halbwegs mit Dal Piaz' Profilen. Daß mit dem Vordringen des Pliozänmeeres bis Cornuda eine Reduktion der t_0 um wenigstens 100 m Hand in Hand geht, ist mir nicht entgangen. Da aber das Wiederzurückfluten nach Zeit und Ausmaß nicht genau bekannt ist, schien es mir richtiger, diese Schwankung überhaupt nicht in die Tabelle aufzunehmen.

2) Was S davon liegt, dürfte ziemlich gleichmäßig abgesenkt sein. Wahrscheinlich liegt an der heutigen Küste der Altquartärschotter etwa 200 m unter dem Meeresspiegel (vgl. dazu Penck, Grund, S. 71 Anm.); das gibt vom Alpenrand (bzw. obiger Flexur) weg ein Gefälle von 5‰ , das ungefähr normal oder nur wenig versteilt sein kann.

Canal S. Bovo, die auf demselben Meridian liegen und heute 67,5 km Abstand haben, Anfang Miozän um höchstens 5 km weiter voneinander entfernt waren, oder daß, alle vier Zyklen M + P + Q + W zusammengenommen, der Zusammenschub im Suganer Faltenbündel ca. 7% der ursprünglichen Breite betrug. Das ist sehr wenig (im Kettenjura ist z. B. der Zusammenschub drei- bis viermal so stark)¹⁾ und unterstützt die oben (S. 79) ausgesprochene Ansicht, daß die älteren Oberflächenformen unseres Gebietes durch die Faltung nur wenig verbogen worden sind.

Bei Zyklus Q sieht man außer den (verhältnismäßig geringen) relativen Verstellungen bei allen Knotenpunkten eine gemeinsame Hebungskomponente von + 150 m und während W in r/u ebenso eine gemeinsame Hebung um $x = + 150$ m. Wenn wir die altquartären Schotterfluren in die Tabelle hätten einfügen können, würden wir in Q auch das Äquivalent zur Senkung $u/s = -x$ gefunden haben. Es wäre nun nicht ausgeschlossen, daß diese Schwankung im Meeresspiegel (ganz oder doch zum Großteil) statt hatte und nicht im festen Land und, weil es gerade Q und W, u. z. beide gleich, betrifft, daß es eine Folge der Vereisung gewesen wäre. Der Größenordnung nach wäre das nicht ganz ausgeschlossen²⁾, doch wird sich darüber erst nach viel vollständigerer Sammlung des Materials etwas sagen lassen.

Mit Hilfe der Tabelle (2. Teil) kann man ohne weiteres für irgendeinen Fixpunkt die Meereshöhe berechnen, in der er zu irgendeinem der angegebenen Zeitpunkte gelegen hat. Wir benutzen das, um die Entwicklung des tektonischen Reliefs zu studieren. Die vorletzte Zeile der Tabelle gibt die Höhen, in denen heute der Oberjura anzutreffen ist (vgl. II, 4), die letzte Zeile die Höhenlage dieses Horizontes für Anfang Miozän berechnet. Mit Rücksicht auf die hier sich häufenden Ungenauigkeiten kann man sich etwa auf die Aussage beschränken, daß das tektonische Relief vor Miozän in den Hauptzügen zum großen Teil bereits ausgearbeitet war und daß an der Suganer Hauptüberschiebung stellenweise mehr als die Hälfte der Sprung-

1) Heim, Alb., Geologie der Schweiz, Bd. I, S. 649—651.

2) Vgl. Hergesell, H., Über die Änderung der Gleichgewichtsflächen der Erde durch die Bildung polarer Eismassen und die dadurch bewirkten Schwankungen des Meeresspiegels. Beitr. z. Geophysik, Bd. I, 1889, 59—114. Rudzki, Physik der Erde, S. 226 ff.

	Agordo	Vallalta	Canal S. Bovo	Imer	Lamon	Tesino	Borgo	
Heutige Höhenlage der alten Talböden (m)	(a)	[2750]N	[2400]N	[2350]so			[2450]N·[2300]s	
	a	2300 → 2200 →	2050 →				[1850]N·[2000]s	
	b	1750 → 1650 →	1550 → 1450 →				[1400]N·[1600]s	
	c	1450 → 1350 →	1350 → 1250 →				800	
		1050	1250				900	
	r	800	1050	1150 →	1050 →	510	800 →	
	s	613		758 →	700 →	600 →	683 →	
	t	576	728	642 →	618 →	379 →	538 →	
	u					360 →		
Zyklus								
M a/a	+450	+400*	+350	+300*	+300*·[+600]*N	+300*·[+600]*	+600]N·[300]s·+300	
P a/b	+550	+550	+500	+600*	+300*·[+600]*N	+300*·[+600]*	+450]N·[400]s·+300	
b/b ₁	∅	∅	∅	∅	[+500]N	[+150]N	+450]N·[650]s	
Q b/c	+300	+200	+200	+200	+160	+150	+150	
W	c/r	+250	+200	+200	+200	+110	+100	+250
	r/u	+200+x	+300+x	+500+x	+450+x	+150	+290+x	+x
	u/s	-x	-x	-x	-x	-150	-x	-x
	s/t	∅	∅	∅	∅	+180	+160	-20
	+450	+500	+700	+650	+290	+550	+230	
Meereshöhe des Ober-Jura	heute	+4000	+4000	+5000	+1400	+100·[+2000]N	+200·[+2000]N	{ [+5000]N·[+2500]s -250
	Anfang Miozän	+2250	+2250	+3250	-350	-950·[-150]N	-1100·[-50]N	{ [+3100]N·[+750]s -1230

	Grigno	Primolano	Fonzaso	Feltre	Vidor	Bassano	Vannini	
Heutige Höhenlage der alten Talböden (m)				[1400]s	[1500]N	[1700]No		
				[1100]s	[1200]N	[1300]No	[1250]s	
				750	450	430	900	
				390	220	[84]s	650	
				330	220	200	280	
				290	155	130	225	
				259	137	106	195	
						unter 70	?	
Zyklus								
M a/a	+200*	+300	+200	[+300]s	[+300]N	[+400]No	+300*	
P a/b	+300	+300	∅	[+350]s	[+450]N·[-600]*s	[+500]No·[-600]*s	200	
b/b ₁	+100	+120	∅	∅	[+300]N	[+370]N	+150	
Q b/c	+100	+230	+240	+360	+230	+230	+250	
W	c/r	+250*	-170	∅	+60	∅·[-200]*s	∅·[-140]s	-70
	r/u	+290+x*	+80+x	+70+x	+70+x	+80+x	+100+x	+80+x
	u/s	-x	-x	-x	-x	-x	-x	-x
	s/t	-20	-20	∅	∅	∅	∅	∅
	+520	-110	+70	+130	+80·[-120]s	+100·[-40]s	+10	
Meereshöhe des Ober-Jura	heute	+1200	+350	[-250]s	-300·[+1100]s	[+1000]N·[-2500]s	[+1100]N·[-1500]s	+600
	Anfang Miozän	-20	-500	-760	-800·[-40]s	[-350]N·[-2000]s	[-500]N·[-1100]s	-300

Anschluss an Primolano

(Arsti)

Anschluss an Primolano

Die vertikalen Bodenbewegungen geordnet nach den Zyklen

Tektonisches Relief

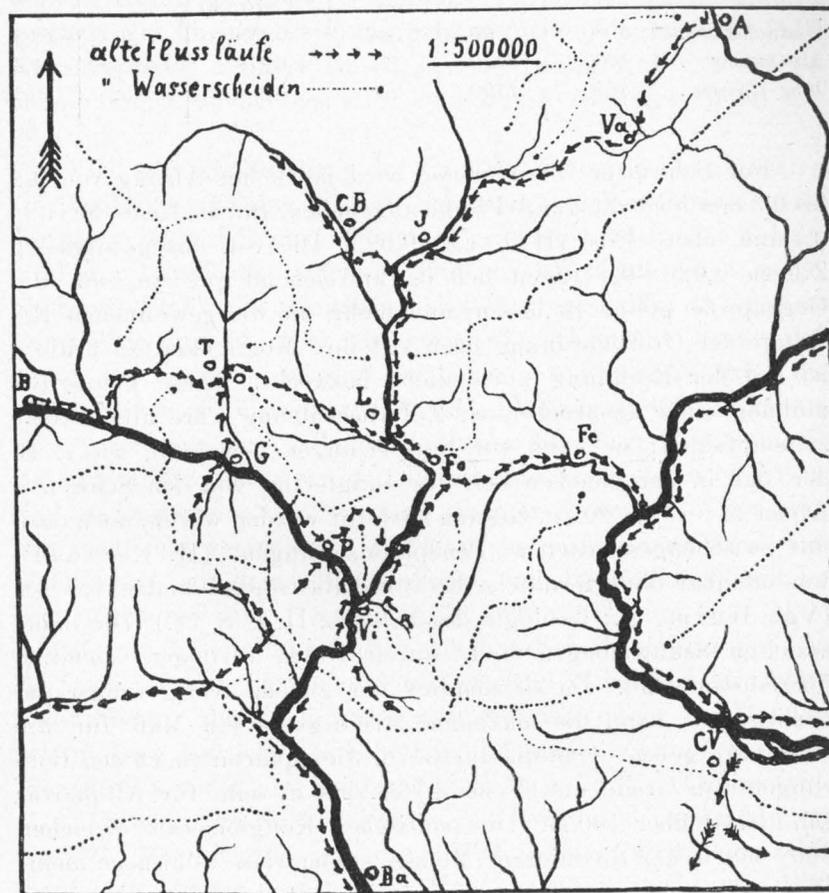
höhe vormiozän ist. Diese Ziffern unserer Tabelle sind die Illustration zu den früheren Ausführungen (II, 4, S. 15), daß tektonisches Relief und Uoberfläche recht verschiedene Dinge sind und daß die Umgestaltung der Oberfläche der Erd feste bereits im Sedi- mentationsraum, vor dem Auftauchen, beginnt.

4. Versuch einer ziffernmäßigen Schätzung der Erosion

Um die Erosionsleistung in den größten Umrissen zu schätzen, betrachten wir die Berge als Pyramidenformen, welche sich überall gleich hoch über den nächsten Talrinnen erheben und mit der Basis zusammenstoßen, die ganze Grundfläche bedeckend, so daß die Täler, rein als Trennungslinien betrachtet, als Flächen vernachlässigt werden können. Nehmen wir als mittlere relative Gipfelhöhe 1650 m, so ist das ungefähr S. Martino—Cimone, Primör—Pavione, Vannini—Grappa; für Primolano und Feltre ist es zuviel, für Borgo zu wenig. In der Gesamtsumme dürften sich diese Abweichungen einigermaßen ausgleichen, ebenso wie die breiten, plateauartigen Gipfelformen den weit ausgeräumten Talböden die Wage halten. Wir können also den Rauminhalt der Hohlformen auf $\frac{2}{3} \times 1650 \times \text{Fläche}$ berechnen, und wenn wir noch annehmen, daß die als Ausgang genommene Fläche Unebenheiten äquivalent einer Abtragung von 100 m über die ganze Fläche hatte (d. i. etwa Hügel von relativ 150 m), so erhalten wir für alle vier Zyklen M + P + Q + W einen Abtrag von 1000 m über die ganze Fläche. Den Anteil jedes einzelnen Zyklus bestimmen wir einfach, indem wir den Hohlraum durch Ebenen teilen, die ebenso weit voneinander abstehen, wie durchschnittlich die betreffenden Terrassen.

Als Gesamtzeitdauer seit Beginn M nehmen wir 8,4 Mill. Jahre, die Strutt für einen Siderit des Upper Oligocene angibt. (Obere Grenze genommen, weil die Zahlen nach dem He:U-Verhältnis eher zu klein ausfallen.) Die Geschwindigkeit der Erosion hängt nun offenbar von der Höhe des Reliefs ab, einesteils weil die Arbeit des fließenden Wassers proportional der Fallhöhe ist, andererseits weil naturnotwendig mit größerer relativer auch größere absolute Berghöhen sich verbinden. Wir machen die einfachste Annahme, daß die durchschnittliche Erosionsleistung während eines Zyklus einfach proportional der durchschnittlichen relativen Gipfelhöhe (dem Mittel aus der Höhe am Anfang und

der am Ende des Zyklus) anzusehen ist. Für W setzen wir diese Durchschnittshöhe auf mehr als das Mittel (wir rechnen auf *u*); dagegen fügen wir an die Erosionszeit von Q das Doppelte für Aufschüttung und Ferrettobildung. (Begründung hauptsächlich die Strutt'schen Ziffern: Pleistozän 1 Mill. Jahre, Pliozän 2,5.)



Knotenpunkte
des alten und des jungen Flußnetzes (vgl. Tabelle)

A = Agordo	Fe = Feltre	P = Primolano
B = Borgo	Fo = Fonzaso	T = Tesino
Ba = Bassano	G = Grigno	Va = Vallalta
CB = Canal S. Bovo	J = Imer	Vi = Vannini
CV = Cornuda-Vidor	L = Lamon	

Zyklus	Relative Gipfelhöhe (m)		Abtrag über die Fläche		Zeitdauer (Mill. Jahre)	
	am Ende des Zyklus	durchschn. während des Zyklus	im Zyklus m	pro Jahr mm	des Zyklus	verflossen seit Beginn des Zyklus
M: Miozän . . .	500	300	400	0,077 $\left\{ \begin{array}{l} 0,026 \\ 0,130 \end{array} \right.$	5,2	8,4
P: Pontisch-Plioz.	1000	750	300	0,188	1,6	3,2
Q: Alt-Quartär .	1200	1150	100	0,278	(0,36) 1,08	1,6
W: Jung-Quartär .	1650	1500	200	0,384	0,52	0,52

Für Schweizer Gebirgsflüsse wird jährlicher Abtrag von 0,2 bis 0,5 mm über die ganze Fläche angegeben, für die Raab (Stiny) 0,1 mm, obere Elbe (Hibsch) 0,023. Die von uns gefundenen Ziffern 0,026—0,4 fügen sich da hinreichend gut ein, um die Gegenprobe gelten zu lassen, und mehr, als die gewonnenen Resultate der Größenordnung nach auf ihre Möglichkeit zu prüfen, ist mit der Rechnung auch nicht bezweckt. Diese kleine Bemühung einer anspruchlosen Ziffernschätzung wäre allgemeiner zu empfehlen; sie kann vor Entgleisungen bewahren, wie z. B. der, daß in der gleichen Zeit des Jungtertiär von den Schweizer Alpen 12—15, ja 20 km Gestein entfernt worden wären, noch dazu mit zwischengeschalteten „Peneplainisierungen“ (H. v. Staff), was offenbar ohne förmliche Erosionskatastrophen undenkbar ist. (Vgl. Heim, A.: Geologie der Schweiz II, 1, S. 71.) Die dabei erzielten Schuttmengen sind, soweit Daten vorliegen, ziemlich übereinstimmend. Da so ziemlich der gleiche Ablagerungsraum vorliegt, so kann die maximale Mächtigkeit ein Maß für die Schätzung geben. Und die dürfte für Jungquartär (nach den Bohrungen von Grado und Venedig) ca. 200 m sein, für Altquartär (Montello) über 100 m. Die pontischen Konglomerate erreichen 500—600 m und die miozäne Molasse stellenweise wohl noch mehr. Das muß wohl ungefähr genügen; irgendwelche Unwahrscheinlichkeit taucht auch in dieser Schätzung nicht auf.

Ein anderer Prüfstein sind die Flußablenkungen. Im ersten Teil der Tabelle sind die jeweiligen Flußverbindungen durch Pfeile angedeutet, die Flußablenkung ist durch vertikale Doppellinie gekennzeichnet. (Die Schlangelinien bedeuten nur, daß der Anschluß nicht bei der Nachbarkolonie zu suchen ist.) Über die älteste Ablenkung, die des *Cordovole* (und *Miss*), kann mangle

spezieller Untersuchungen wenig gesagt werden. Der Zeitpunkt — Beginn des Zyklus Q — ist gekennzeichnet durch starke Tiefenerosion bei Feltre (vielleicht Eroberung des ehemaligen oberen Tagliamentogebietes durch den Piave?). Das mußte die Tiefenerosion der von N unmittelbar zufließenden Wildbäche viel stärker beleben, als das auf dem Umweg Feltre—Lamon—Primör—Agordo geschah. Im übrigen ist es ein ganz normaler schulmäßiger Fall; der anzapfende Fluß ist durch kürzere Laufstrecke von der gemeinsamen Erosionsbasis weg, also durch stärkeres Gefäll begünstigt.

Viel verwickelter liegt der Fall der Brentaablenkung am Beginn von Zyklus W. Der Schlüssel zum Verständnis dieser Vorgänge liegt in Tesino. Gleich in der ersten Hälfte der Tabelle wird das Paradoxon, 800 m \gg 1000 m \gg 640 m als einen ausgeglichenen Flußlauf auszugeben, Anstoß erregt haben. Aber diese Parallelisierung ist recht gut gesichert. Abgesehen davon, daß gerade bei Tesino *b* und *c* in der Form, sowie letzteres durch die Agarobreccie gut charakterisiert sind, ist evident, daß die Brenta sofort, nachdem sie V. Rodena verlassen hat, über Fastro—Arsiè strömen mußte; und wenn das die einander ersetzenden *r*-Niveaus sind, so ist der eine Gefällsprung schon erwiesen. In Borgo kann man vielleicht versuchen *c* = 950 m zu setzen; dann weiß man nicht wohin mit dem 800 m-Gesimse, und die Rückläufigkeit ist doch nicht beseitigt. Daraus ergibt sich für Tesino eine tektonische Ausnahmestellung, indem sich diese Scholle als einzige S von der Coppoloflexur fast ebenso stark während W hebt als das Gebiet N der Flexur; aber das läßt sich ganz gut motivieren. Die Hebung betrifft das eigentliche Tesinobecken und das Gebiet um den oberen Torrente Valporra, also wahrscheinlich auch die C. di Campo (vgl. III, 2, S. 34). Die Nachbargebiete von Borgo und Lamon bleiben um 250—300 m zurück, und das südlich gelegene Primolano zeigt sogar eine Senkung statt einer Hebung: offensichtlich das Bild eines Zusammenschubes am W-Ende der Tezzeschauelfläche, gegen W abgeschnitten durch die Blattverschiebung Tezze—Grigno, gegen O abklingend, vielleicht an den kleinen Quersprüngen abatzweise. W vom Blatt äußerte sich der gleiche Impuls in einer N-wärts aufsteigenden Überschiebung des N-Randes der Sieben Gemeinden, und die Tesinoscholle war derart sozusagen zwischen zwei sich hebenden Schollen eingeklemt. Der Tektoniker kann gegen die Möglichkeit eines solchen Vorganges bei der gegebenen

Sachlage nichts einwenden. Daß er auch wirklich Anfang W stattgefunden hat, erhellt daraus, daß ohne solche tektonische Begünstigung die damalige Ablenkung des Brentaflusses ganz unerklärlich bliebe. Wir haben folgende Distanzen: Borgo—Tesino—Lamon—Fonzaso = 30 km, Borgo—Grigno—Primolano—Arsiè—Giuliat 32 km, Giuliat—Fonzaso 6,8 km, Vidor—Fonzaso 35,5 km, Bassano—Giuliat 28,7 km; ein gewisser Vorzug liegt auf Seite der Bassanorute (60 gegen 65 km); aber um einen Hauptfluß anzuzapfen, genügt das kaum. Tatsächlich ist die Brenta förmlich noch während des Tieferereinschneidens abgefangen worden. Wenn das lange Mittelstück zwischen Pradelan und Masi Roa sich stets hob und den Fluß zu steter Arbeit zwang, um nur ungehinderten Abfluß freizuhalten, so konnte aber auch ein kleinerer Bach, belebt durch das gleichzeitige Absinken bei Primolano und begünstigt von der Zerrüttung an der eben bewegten Blattverschiebung, in der Eintiefung den Hauptfluß überholen und erfolgreich ins obere Brentagebiet, zuerst bei Grigno, dann bei Borgo, einbrechen.

Die Gründe, die für oder gegen die Annahme einer ganz jungen Hebung in Tesino-Lamon vorliegen, sind anderwärts besprochen (III, 2 S. 35, IV, 1 S. 70, V, 2 S. 100). In die Tabelle wurde gerade diese Hypothese deswegen aufgenommen, weil man nötigenfalls im Kopf den für *s/t* ausgesetzten Hebungsbetrag leicht zu *r/u* schlagen kann, während im andern Fall die Angabe, wie die Hebung sich aufteilen würde, fehlt. Der Gesamtbetrag für W wird dadurch nicht berührt.

V. Die Formengruppen nach ihrer Entstehung

1. Normale Erosion

In der Darstellung der früheren Kapitel ist eigentlich implizite schon die Annahme enthalten, daß die Formen der Oberfläche unseres Gebietes hauptsächlich jener Erosionsart zu verdanken sind, deren Hauptagens das fließende Wasser und welche für unser gemäßigt feuchtes Klima als normal zu bezeichnen ist. Nunmehr soll genauer darauf eingegangen werden.

Das Klima unseres Gebietes entspricht einem Übergang vom mitteleuropäisch-alpinen zum mediterranen Typus.¹⁾ Bel-

1) H a n n, Handbuch der Klimatologie, Stuttgart 1911, Bd. III, S. 133 ff.

luno (46° 8' nördl. Br. und 12° 13' östl. Länge, 404 m über d. M.) hat mittlere Jahrestemperaturen +10,5° C (Extreme: —15,6° und +37,6°). Der Juli hat +20,7°, unter Ø liegt nur das Jänner-Mittel mit —1,0°. Da aber erst März +5,7° und November +5,0° haben, ist für die Hochflächen von 1400 bis 1500 m Meereshöhe immerhin drei Monate Frost zu rechnen. Die Niederschläge sind sehr reichlich: im Jahr 1287 mm; der mediterrane Typus des Frühjahr- und Herbstmaximums vereinigt sich mit den mitteleuropäischen Sommerregen derart, daß von März bis November einschließlich kein Monat unter 100 mm Durchschnitt hat. Am meisten Regen fällt im Mai (154 mm); die drei eigentlichen Wintermonate sind sehr trocken. Die Niederschläge nehmen sowohl gegen den Alpenrand (das nahe Maniago hat 2310 mm!) als gegen die Höhe zu. Die Trockenheit des Winters betrifft aber alles gleich. Belluno hat nur durchschnittlich 8,4 Schneetage im Jahr; im Suganer Mittelland ist die Schneedecke dünn, und um Neujahr herum apert große Teile der Hochflächen aus, auch das anschließende Hochgebirge ist ziemlich schneearm (Schneegrenze in der Palagruppe 2800 m, III, 1 S. 29, Anmerkung).

Dem Klima entsprechend ist die chemische Verwitterung stark, nur kommt das beim Vorherrschen der Kalke nicht so recht auffällig zum Ausdruck. Wer vom Karst kommt, wird die Roterden vermissen. Doch sind diese nur in den Gebieten mit mediterraner Sommerdürre möglich; hier im feuchten Sommer entstehen ordnungsgemäß nur braune Erden. Rote Verwitterungskrume entstammt hier entweder dauerhaft rotgefärbtem Gestein (Werfener, Verrucano usw.) oder ist ein Fossil aus früheren geologischen Perioden mit ganz anderm Klima (Ferretto). Die Arbeit des Frostes kann nicht unbedeutend sein (dünne Schneedecke!), ist aber schwer zu schätzen; denn die weite Flächen deckenden Kreidesteine zerfallen schon ihrer Natur nach gern in Scherben, im Tal fast ebenso wie auf den Höhen, also ziemlich unabhängig von der stark variierenden Frostwirkung. Abspülung durch den reichlichen Regen fördert zuverlässig alles lockere Material von den Hängen zu Tal. Einigermaßen hält diesen zerstörenden Kräften eine der Gunst des Klimas entsprechende üppige Vegetation die Wage. Der Wechselwirkung von starker Abspülung und guter Befestigung durch Pflanzen entsprechen die glattgefegten Grashänge, oft von großer Höhe und Steilheit (auf der S-Seite des Grappa gelegentlich mehrere hundert Meter mit 45°—50° Nei-

gung, langschöpfiges Gras, voll Edelweiß). Doch finden sich auch unvernarrte Racheln, meist allerdings in lockeren Schuttanhäufungen (Stizzonetal, ober Rivai usw.). Typische Erdpyramiden sind mir nicht erinnerlich, könnten aber in solchen wohl vorkommen. Erdschlipfe und Murbrüche dürften auf alte Schuttalagerungen (Rivai—Arsiè) und kristalline Schiefer (Rebrutt) beschränkt sein, trotz der Waldverwüstung (auf der italienischen Seite gab es überhaupt nur mehr kümmerlichen „bosco“, und auch auf der österreichischen Seite war die Forstwirtschaft, wie die Auslösung der Rebruttkatastrophe durch Abholzung zeigt, nicht immer tadellos; der beste Schutz des Waldes war die Unzugänglichkeit, siehe Sieben Gemeinden).

Weite Flächen unseres Gebietes waren schon tektonisch als flache Synklinale angelegt, und zwar mit der Oberfläche in Kreide-Tertiär. Hohe Lage der Erosionsbasis ließ in den ältern Zyklen hauptsächlich seitliche Erosion zu; später verhinderte vielfach Verkarstung ein weiteres Zerschneiden. Dank der besondern Art der zerstörenden Kräfte, starke Desaggregation des Gesteins, Abspülung und Vegetationsschutz fügen auch die Kleinformen sich harmonisch den großen Zügen ein, und es entstanden so die weiträumigen, flachwelligen Beckenlandschaften des älteren, oberen Stockwerkes. Die jungen Flußdurchbrüche greifen dagegen unvermittelt eingeschnitten hinab durch gebankten Liaskalk und grobblockigen Triasdolomit, und auch hier wirkt wieder Gesteinsbeschaffenheit, Bedingungen der Lage und Art der Erosion zusammen, diesmal aber um in himmelhohen Steilhängen die Landschaft des Kalkhochgebirges nachzubilden, mit prallen Wänden, Bändern, Rinnen, Zackengraten und Türmchen („Cismon-Nadel“ an der Cesillamündung, S. Francescogrät an der Frenzela). Selektive Erosion spielt dabei eine geringe Rolle; mit Ausnahme des überhängenden Gesimses des roten Ammonitenkalkes gehen die Schichtterrassen nie weit durch.

Unter den Gerinnen treffen wir einfache V-, „Kerb“-Täler (auch im Kalk: V. di Napp an der C. di Campo, oberes Cesillagebiet usw.), schluchtartige Tälchen (z. B. oberer Senaiga) und ausgesprochene Klammen¹⁾ (Trte. Noana, Frenzela unter Il Buso,

1) Ob „Klammern“ tatsächlich mit den Gletschern in Verbindung stehen sollen, wie Hettner (Oberflächenformen, S. 74/75) annimmt, ist doch recht zweifelhaft. Wir finden Einschnitte, die man wenigstens nicht leicht

Grignobach). Die Besprechung der größeren Täler müssen wir mit der Diskussion des möglichen Anteiles der Gletscher an der Talbildung aufschieben. Von den erwähnten kleinen Rinnalen können wir aber ruhig behaupten, daß sie ausschließlich Werk des rinnenden Wassers sind. Schutführung recht unterschiedlich; besonders die Seitenflüsse der Brenta haben prachtvolle Wildbachschuttkegel aufgebaut. Aber der „Torrente“, wie er dann weiter östlich in Friaul typisch wird, ist doch nur durch den Stizzone vertreten. Die Ursache, weshalb dort die Gerinne im eigenen Schutt ertrinken, ist eigentlich unbekannt. Da gerade gegen O die Niederschläge beträchtlich zunehmen (Tolmezzo, ebenfalls wie Belluno im Gebirgsinnern, 2340 mm), sollte man eher meinen, daß der Schutt leichter abtransportiert werden könnte. Es scheint aber die Zerstörung schneller zu wachsen als die Transportkraft.

2. Vergletscherung

Wie meistens in den Alpen, können wir in unserem Gebiet nur zwei Hauptperioden der Vergletscherung unterscheiden, getrennt durch die große Interglazialzeit.¹⁾ Die Spuren der älteren Eiszeit sind spärlich und zerstreut; die damalige Oberfläche (c) wich wesentlich von der heutigen ab, ein sicheres und genaues Bild von den damaligen Verhältnissen können wir uns nicht mehr machen. Die große Interglazialzeit (= Mindel-Riss-J. von Penck und Brückner) vollendete die Ausarbeitung von Talboden c und schloß mit einem Erlahmen der Tiefenerosion und Aufschüttung von Montellokonglomerat und Agarobreccien. In gewissem Grade können diese Breccien als Leitfossil jener Interglazialzeit gelten; wir treffen sie damals sowohl auf der Südseite der Alpen (Tagliamento — P. u. Br. 1025/6, Etschgebiet, Judikarisches Gebirge usw.), als auf der Nordseite (nach Penck, Abhandl. der Berliner Akad. d. W. 1921, ist auch die berühmte Höttinger Breccie in diese Interglazialzeit zu stellen).²⁾ Natürlich

von den anerkannten Klammen trennen kann, auch außerhalb des ehemals vergletscherten Gebietes, so hier Frenzela- und Assaschlucht, aber auch z. B. in Steiermark

1) Vgl. Schwinner, Verhandl. K. K. Geolog. Reichsanst. 1912, S. 177.

2) Vollständigere Kenntnis dieser Erscheinung wäre für Glazialgeologie und Morphologie sehr wertvoll; doch scheint Ampferers diesbezügliche Anregung wenig Nachfolge gefunden zu haben (vgl. Jb. d. Geol. R.-A. 1907, S. 727 ff.).

ist es gut, beim Parallelisieren einige Vorsicht walten zu lassen. Tatsächlich sind alle jene verkitteten Schuttkegel „fossil“, d. h. sie bilden sich nicht weiter, was auf ein anderes Klima als heute schließen läßt; die gleichzeitige Bildung von Ferretto-Roterde deutet auf Trockenheit, zu mindesten im Sommer.

Für unser Bild der jüngeren Eiszeit benützen wir nicht, wie dies meistens geschieht, die höchstgelegenen, wenn auch vereinzelt Erratika; denn unter diese kann sich Altglazial einschmuggeln, oder verschlepptes; und nach Analogie der heutigen Gletschervorstöße ist die Gleichzeitigkeit kurzdauernder Hochstände keineswegs sicher gewährleistet, von den durch Moränenwälle oder mindestens durch geschlossene große Schwärme von Erratikum gekennzeichneten stationären Lagen der Gletscher wird dies viel sicherer zutreffen. Auch ist die Menge des Erratikums so gering — wie überhaupt die gesamte Kubatur der Moränenbildungen nur an wenigen Stellen (N von Tesino, O von Primör, Quero) halbwegs erheblich scheint —, daß mit einiger Sicherheit nur diese untere, etwas besser besetzte Grenze der Streuungszone ermittelt werden kann. Die Streuung selbst ist nicht allzu groß, sie dürfte meist rund 100 m Höhenunterschied bedeuten.¹⁾ Das Bild der „Würmvergletscherung“ wäre also etwa folgendes:

Die Schneegrenze ist am Alpenrand am tiefsten gelegen und steigt gegen das Gebirgsinnere, stufenweise beim Übersteigen der Ketten, und — weniger regelmäßig — von O nach W: Maniago 1350 m (P. u. B. 980)—Recoaro 1400 m (P. u. B. 865)—Mte. Baldo und westlich 1700 m²⁾ (P. u. B. 866). Die Angabe 1500—1600 für Sieben Gemeinden—Nostal (P. u. B. 863) dürfte etwas zu niedrig gegriffen sein. Der Mte. Lisser 1634 m zeigt gar keine Spur von Lokalvergletscherung, und der Grappa 1775 m nur kleine

1) Vgl. Klebelsberg, R., Der Etschgletscher auf den Höhen von Vielgereuth. Z. f. Gletscherkunde, XI, 1920, S. 117. Daß auch jene tiefere Ruhelage nicht lange dauerte — Autor schätzt 50 Jahre —, scheint auch für unser Gebiet zuzutreffen.

2) Die Angabe 1700 m für Mte. Baldo ist allerdings auffällig hoch, da Klebelsberg (s. vorige Anm.) im doch weiter einwärts gelegenen Pasubio-gebiet für schattige Exposition 1500—1600 m, für sonnseitige 1800—1900 m gefunden hat und Penck selbst (S. 860) noch weiter alpineinwärts zwischen Trient und Bozen 1800—2000 m. Vielleicht unterstützt das die Beobachtungen, daß isolierte Berge die Schneedecke stets viel weniger lange bewahren können als das geschlossene Gebirge.

Kare. Die Schneegrenze kann hier kaum wesentlich tiefer gelegen haben als 1600—1650 m, wie sie Brückner für den N-Rand des Beckens von Feltre am Pavione berechnet hat. [Die Verminderung des Niederschlages erfolgt eben sprungweise, jedesmal wo die Regenwinde an einer Bergkette aufsteigen müssen; quer übers Tal dürfte sich kaum viel ändern. Heute hat Belluno hinter der ersten Randkette nur 56% der Regenhöhe von Maniago vor ihr; (vgl. V, 1 S. 94.)] Das Übersteigen der Pavionekette bringt die Schneegrenze abermals 200 m höher, auf 1800—1900 m bei Primör, das ist nicht ganz 1000 m unter der heutigen, die in der Pala-gruppe mit 2800 m bestimmt wurde. (Vgl. III, 1 S. 29.) Beachten wir, daß damals das ganze Gebirge etwa 150 m höher über dem Meer lag, so ist der Unterschied nur rund 800 m.

Der Brentagletscher trat in die Schlucht unter Borgo mit einer Oberflächenhöhe von 1300 m und 1100 m Mächtigkeit (1300 — 350 + x; $x = t/u = 150$ m, siehe Tabelle) und dürfte an der Verzweigungsstelle von Primolano noch 900 m ü. d. M. gehabt haben; Oberflächengefäll $\frac{400}{22} = 18\%$, Mächtigkeit 850 m; die Abnahme um 250 m, das ist 11,4 m per Kilometer, dürfte weniger als die wahre Abschmelzung sein. Tesino empfängt eine breite, 400 m mächtige Abzweigung Brentaeis über Strigno und Astaeis, verliert nur die schmale Zunge nach V. Rodena und dürfte daher bei Grigno dem Hauptgletscher Zuschuß bringen. Der S fließende Ast dürfte nach Überwindung der abnorm engen Schlucht die Talweitung von Cismon in mäßiger Höhe erfüllt und in die folgende Enge von S. Marino noch hineingespitzt haben. Derart kämen die Seitenmoränen an die Steilwände, die Stirnmoräne in die Talenge, wo sie sich natürlich nicht halten konnten, weswegen Spuren bis jetzt nicht gefunden. Der Arm, der bei Fastro nach O übertritt, hat nur mehr 550 m Mächtigkeit und sinkt bei Arsiè auf 700 m ü. d. M.; Oberflächengefäll 25%. Mächtigkeit ist hier nur mehr 350 m, das ist Abnahme 25 m per Kilometer; das dürfte wiederum mehr als die Abschmelzung sein, nämlich zum Teil auf Rechnung der Verzweigung und Verbreiterung kommen. Von Arsiè floß eine Abzweigung wieder S und brachte der eigentlichen Brentazunge eine mäßige Verstärkung, wenn nämlich das Eis bei Vannini tiefer stand als bei Arsiè. Es ist auch das Gegenteil möglich. O-wärts durch die Enge von Giaron floß ein schmaler Eisstrom ins Fonzasobecken; daß die Moränenreste sich so genau an die Rast des Mte. Tol anschließen, beweist, daß der Zufluß für Überfließen

in breiter Front nicht mehr langte: Spiegelhöhe 680 m ü. d. M. Auf der andern Seite trat der Cordevolegletscher mit mindestens 700 m ü. d. M. ins Piavedurchbruchstal ein (Mächtigkeit 650 m, sinkt mit 30 ‰ Oberflächengefäll auf 400 m, Abnahme 25 m pro Kilometer, und endet 2,5 km weiter S, wahrscheinlich wegen der Talweitung bei Quero). Rechnet man dieselben 30 ‰ von Feltre ostwärts, so hat man schon bei S. Lucia am Eingang des Fonzasobeckens nur mehr 400 m ü. d. M., das ist 100 m Eis! Und die aus der Enge von Giaron herausquellende Zunge entzieht sich jeder Berechnung. Eine Nahtmoräne beider Gletscher glaubte Fratini bei Arten zu sehen (Br. S. 971). Auffällig ist sie sicher nicht.¹⁾ Es ist ganz gut möglich, daß beide Gletscher zusammengewachsen sind; aber es ist ganz unsicher, ob sie jemals einen geschlossenen Eisdamm von ca. 500 m ü. d. M. gebildet haben, wie er nötig gewesen wäre, um die Schotter von Lamon aufzustauen. Übrigens kennt man Eisstauseen genug; aber dafür, daß einer beständig genug gewesen wäre, um in Ruhe zu verlanden, weiß ich kein Beispiel.

Das Hauptergebnis unserer Diskussion ist, daß der Würmgletscher doch etwas kleiner war, als ihn Brückners Karte (S. 960) darstellt. In der Längstalfucht Primolano—Belluno berühren sich zwar die Gletscher noch (ausgenommen der Cismongletscher, der wegen kleinen Einzugsgebietes nicht einmal so weit reichte, sondern am Beginn der Talweitung von Lamon endete), aber sie verschmelzen nicht mehr; jeder hat seine gesonderte Zunge, der Piavegletscher bei Vittorio, der Cordevolegletscher bei Quero, der Brentagletscher bei S. Marino.

Bleibt derart unsere Darstellung der letzten Vergletscherung einigermaßen hinter der bisherigen Vorstellung zurück, so werden wir schon von vornherein geneigt sein, den Einfluß derselben auf die Ausgestaltung der Oberflächenformen etwas niedriger anzuschlagen, als dies meist geschieht. Glaziale Kleinformen sind selten. Sichere Gletscherschliffe sind mir gar nicht bekannt geworden, Rundhöcker fanden sich im Paß W von Pieve Tesino, vielleicht auch in den runden Stufen NW von Fastro, und das isolierte Hügelchen 316 m S von Arsiè. In gewissem Grade übrigens können wir zu den „Kleinformen“ auch die paar Kare an der

1) Andeutung einer solchen Nahtmoräne sind vielleicht die „zahlreichen mächtigen Phyllitblöcke in dem kleinen Tälchen N vom Mte. Aurin“, das ist um 400 m ü. d. M. (Mojsisovics, Dolomitriffe, S. 443.)

Agaro-Pavioneckette und am Grappa rechnen und ebensogut alle hiesigen Glazial-Akkumulationen.

Die „Übertiefung“ der Täler durch die Eisströme kann ich nicht so hoch anschlagen wie Brückner; wahrscheinlich ist doch die Felssohle der Rinnen (*u*) durch den Fluß und vor Würm in der Hauptsache eingeschnitten worden. „Denn auch diese jüngste Tieferlegung der Täler erfolgte am ganzen venezianischen Alpenrand gleichmäßig, während doch die Vergletscherung beträchtliche Unterschiede aufweist.“ (Kl. 64.) Jedenfalls konnte die Vorflut, auf der *u* als Flußgefällskurve basiert, am Alpenrande nicht durch Gletschererosion gleichmäßig tiefer gelegt werden, sondern nur tektonisch oder eustatisch.

Hängetäler sind zwar nicht selten, aber alle sicher rein fluviatil entstanden, kleine Seitentäler, die der rapiden Tieferlegung des Hauptflußbettes nicht folgen konnten; zum Teil wurden sie dann nach einer gewissen Unterfahrung durch Verkarstung sozusagen fossilisiert (V. Rodena, Fastro—Arsiè usf.). Mehr als zur Vertiefung dürfte der Gletscher zur Verbreiterung der Täler beigetragen haben. So hat das Brentatal, so weit der Gletscher reichte (ein kleines Stück, Primolano—Vannini, ausgenommen, s. später), eine Sohle, deren Breite selten unter 1 km sinkt; unterhalb davon rücken die schroffen Wände cañonartig zusammen, und neben dem Fluß ist vielfach für Straße und Eisenbahn kein Raum mehr; so zeigt die dem Vanoigletscher zum Abfluß dienende V. Cortella den breiten, geraden Trog, das Tal des Torrente Noana aber, das quer auf die Strömungsrichtung des Cismoneises läuft, eine enge, vielgewundene Klamm. Im allgemeinen sind die Gletschertäler mehr geradlinig, auf längere Strecken zu übersehen, während unvergletschert gebliebene Täler häufig in engen, schnell aufeinanderfolgenden Windungen eingeschnitten sind (z. B. Senaiga, Cison ober Fonzaso). Doch können wir hier dieses Kennzeichen kaum benutzen, denn die Geradlinigkeit vieler Talstücke beruht hier auf den Verwerfungs- und Klüftungszonen; so ist die Brenta von Tezze bis Grigno durch die Tezzeverwerfung vorgezeichnet, auf Moltoni kann man quasi die Hand auf die Kluft legen, welche die Talwand östlich Cison schnurgerade abschneidet, der torrente Grigno folgt einer Blattverschiebung usf. Ursprüngliche tektonische Anlage und Eigentart der Gletschererosion gehen hier parallel, ihre Anteile an der Arbeit sind daher schwer zu trennen, wahrscheinlich fällt hier der

Tektonik der Löwenanteil zu; denn z. B. das sicher nicht vergletschert gewesene unterste Stück des Brentatales (Valstagna—Solagna) und das Stizzonetal sind auch geradlinig.

Es scheint mir überhaupt, als ob man vielfach die Frage der Gletschererosion zu einseitig technologisch aufgefaßt hätte. Die Hauptfrage ist doch immer, welche Formen hat die Eiszeit in den Alpen hervorgebracht? Wir brauchen das Produkt Erosionsgeschwindigkeit mal Zeit, nicht die einzelnen Faktoren, und dürfen nicht vergessen, daß das von der Präglazialzeit übernommene Anfangskapitel ein wesentlicher Teil des Ganzen ist. Manches, was uns für die vergletscherten Alpen typisch zu sein scheint, kann auf präglaziale Züge zurückgehen. So scheint mir die Trogschulter oder der Trogrand, einer der charakteristischsten Züge alpiner Tallandschaften, nicht in irgendwelchen Besonderheiten der Glazialerosion begründet, sondern darin, daß die Vergletscherung in den Alpen gerade die Talrinnen von *r* und *u* schmal und tief in die breiten Talböden von *b* und *c* eingeschnitten traf. (Die jüngere Eiszeit natürlich; von der älteren wissen wir viel zu wenig, als daß wir auf morphologische Einzelheiten eingehen könnten.) Nach dem „Prinzip des Inundationsgebietes“ hält sich nun der Gletscher den größten Teil der Erstreckung an eine dieser Stufen; vorübergehende Hochstände werden durch das plötzliche Breiterwerden in der Hauptsache abgefangen, bei Tiefständen zieht sich das Eis in die schmalere Furche zurück. Meist ist *c* das „Inundationsgebiet“, doch kann es auch *r* oder *b* werden. Die Talkante der Terrasse, um die der Eispiegel oszilliert, wird zur „Trogschulter“ umgestaltet. So treffen wir sie am Vanoi, am obern Torrente Grigno u. a. a. O. typisch ausgebildet; das Brentatal hat aber nie derartig durchlaufende Terrassen besessen und daher auch keine durchlaufende „Trogschulter“.¹⁾ Demnach ist das Querprofil

1) Schon Richter, E. (Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Mitt., Erg.-Heft 132, 1900, S. 49—54) hat erkannt, daß die Gestaltung des Taltroges nicht allein Werk des Gletschers sein kann, war also weit entfernt von den Übertreibungen der hemmungslosen Glazialerosionisten wie Heß, Lucerna usw. Daß die Trogschulter anders aussieht, als die anderen Gehängeleisten, erklärt sich durch ihre Ausnahmslage zum Gletscher; sie ist auch nur dort gut ausgebildet, wo das Verhältnis des „Inundationsgebietes“ zutrif. War kein großes Gesimse im Bereich der Gletscherschwankung, so ist auch keine ordentliche Trogschulter ausgebildet worden, sie kann daher auch nicht ununterbrochen weit verfolgt werden. (Richter S. 52.) Näher darauf einzugehen, ist nicht hier der Platz, wo

unserer Täler in der Hauptsache vom Fluß ausgearbeitet worden, der Anteil des Gletschers an dieser Arbeit ist bedeutend geringer; das Tal ist etwas breiter und etwas gerader, als es sonst wäre; ob auch tiefer, kann nicht entschieden werden, viel kann aber die glaziale „Übertiefung“ hier keinesfalls ausmachen.

Die Einwirkung des Gletschers auf das Längsprofil der Gerinne kann für unser Gebiet, ohne auf die vielen Streitpunkte eingehen zu müssen, leicht eingeschätzt werden. Ziemlich unbestritten weist man der glazialen Erosion die kleinen Felsbecken zu, welche heute als Hochseen die ehemalige Firnregion der diluvialen Gletscher zieren. Von diesen findet sich die normale Zahl in der Astagruppe¹⁾, deren Kristallin derartige Formen zu konservieren taugt, während im Kalkhochgebirge (Palagruppe) solche Becken von Karstwannen nicht zu scheiden sind und durch unterirdische Entwässerung ihren See längst verloren haben. Die übrigen Hochflächen, die nie verfirnt waren und übrigens auch fast ausschließlich in durchlässigem Gestein liegen, haben natürlich keine Hochseen. Gefällsstufen finden sich in unseren Haupttälern kaum bzw. die vorhandenen niedrigen Schwellen (z. B. im Cimonlängsprofil ober Fonzaso und Sta. Croce) haben mit Glazialerosion sicher nichts zu tun. Die hängenden Seitentäler sind bereits oben besprochen. Dagegen müssen wir der Entstehung rückläufigen Gefälles in den Haupttälern im Laufe des Diluvium, meist nach dem auffälligsten Kennzeichen als Problem der großen Talseen oder Randseen bezeichnet, einige Worte widmen, obwohl — oder eigentlich gerade weil — eine solche Zierde der Landschaft hier fehlt; denn beide der hierfür gegebenen Erklärungen müßten am Piave einen solchen See postulieren²⁾: wir haben

wir ja gerade das Gegenbeispiel eines Tales haben, das sicher glazial verbreitert worden ist, mangels Begrenzung durch einen durchlaufenden Trogrand aber nicht als Trog bezeichnet werden kann. — Trotz vielfach laxeren Sprachgebrauches (Penck, Morphologie der Erdoberfläche, 1894, II, S. 66) halte ich die scharfe Grenze für ein wesentliches Merkmal des Troges.

1) Böhm, August, Die Hochseen der Alpen. Mitteil. d. Geogr. Ges. Wien, 1886, S. 625 ff., gibt für die Astagruppe 48 Hochseen, davon vierzig von 1700 bis 2400 m Meereshöhe.

2) Gogarten, E., Über alpine Randseen und Erosionsterrassen, im besonderen des Linthtales. (Peterm. Mitt., Erg.-Heft Nr. 165, Erg.-Bd. 35, 1910, S. 40/41), hat diesen Mangel offenbar gar nicht bemerkt. Bezeichnend! Überhaupt, was dort in den ersten 40 Seiten über den Südalpenrand gesagt ist,

das schönste Zungenbecken (Penck) und den seltenen (wenigstens selten nachgewiesenen) rückläufigen Deckenschotter (Heim) und doch keinen Randsee!¹⁾

Überlegen wir: Erstens, kein Randsee liegt außerhalb des Würmmoränenkranzes, aber nicht in jedem Zungenbecken liegt ein Randsee. Andererseits ist eine gewisse Beziehung zum Alpenrand unverkennbar; aber man muß dann den Begriff Rand in sehr weitem Sinne fassen und recht heterogene tektonische Glieder damit bezeichnen, und außerdem ist die Kette nicht lückenlos. Je weiter nach O, desto mehr Täler ohne Randsee, und selbst in Fällen, wo beides zusammentrifft, Alpenrand und Zungenbecken, kann der See fehlen. Keine der beiden feindlichen Theorien kann alles erklären. Das halbwegs Gesicherte kann man etwa wie folgt zusammenstellen: Der Gletscher ist notwendig, nicht um die Wanne auszuschürfen, sondern um sie vor der Verschüttung durch Moränen usw. zu bewahren. Die Hohlform ist tektonisch verursacht, ein Resultat der letzten Phase der Alpenfaltung im mittleren Diluvium. Diese müssen wir uns nach Art jener vorstellen, die wir hier an SO-tirolischem Hochland und Suganer Faltenbündel kennen lernten: An einen Kern, der höchstens etwas gehoben oder gesenkt, nicht aber weiter deformiert (gefaltet) wird, schmiegt sich eine Zone neuer Fältchen, nicht geschlossen, sondern absetzend und staffelartig einander ablösend. Wo die Synklinale ein Haupttal quert, liegt ein „Randsee“, wenn der Gletscher die Senke von der Verschüttung bewahrt hat. Wo die mitteldiluviale Faltung noch verhältnismäßig stark war, wie in der Nordschweiz, kann der Eindruck entstehen, daß es sich um eine einheitliche Rücksenkung des gesamten Alpenkörpers handle (Heim), obwohl auch hier das Alternieren der ursprünglichen Falten durch das Vor- und Zurückgreifen der Randseen (vom autochthonen Massiv bis zum Tafeljura) angedeutet bleibt. Weiter im O ist die Faltung schwächer gewesen, die Staffeln treten weit auseinander und durch die Lücke kann das eine Tal ohne Rücksenkung austreten, während das benachbarte, das die Synklinale schneidet, einen ganz normalen Randsee beherbergen kann (was nach Heims Rücksenkungstheorie

kann — abgesehen von der unschön gehässigen Polemik — nur als verdorbenes Papier bewertet werden. G. kennt weder die Gegend, noch die Karte!

1) Der Lago di S. Croce und L. Morto sind einfache Bergsturz-Stauseen. Vgl. Br. S. 971.

nicht zu erklären wäre). Am Piave liegt eine jüngste Synklinale gleich am Montello, also außerhalb des Würmzungenbeckens, und ist daher verschüttet worden, das Zungenbecken dagegen bereits wieder in einer Zone relativer Hebung, also fehlt der Felsriegel. Die allgemeine (vielleicht eustatische) Hebung der Erosionsbasis mit Ausgang des Diluviums (um $x=150$ m) hat wohl eine allgemeine Aufschotterung der Talrinnen bewirkt, aber für sich allein zur Bildung eines Randsees nicht gereicht — weder hier noch anscheinend sonstwo am Südalpenrand. Es scheint übrigens beinahe, als ob jene jungquartären Fältchen nicht bloß dem äußeren Alpenrand folgen würden, sondern daß auch der N- und W-Rand der Lessinischen Masse von ganz jungen Einmüldungen umgürtet worden wäre. Wo die dadurch erzeugte Rückläufigkeit gering ist (Primalano in der Tabelle) und die Schutzzufuhr groß (Borgo), wurde die Hohlform in statu nascendi zugeschüttet; wo Schutzzufuhr gering war (Caldonazzo) oder die Einmüldung beträchtlicher (Gardasee)¹⁾, blieben die Talseen erhalten. Eine fortdauernde Beweglichkeit dieser das lessinische Massiv umgürtenden Zone wird durch Häufigkeit der Erdbeben (und ähnlicher Erscheinungen, wie die „rombi“ des Tomatico bei Feltre) noch heute bezeugt.

3. Verkarstung

Verkarstung bezeichnet die Oberflächengestaltung durch lösende Erosion. Da der größte Teil der Oberfläche unseres Gebietes von Karbonatgesteinen, vielfach sogar ziemlich reinen Kalken, gebildet wird, ist eine Vorbedingung dafür erfüllt. Die typischen *Kleinformen* der Verkarstung sind die durch Korrosion der Gesteinsoberfläche entstehenden Karren. Bedingung dafür ist einmal, daß nicht eine andere Erosionsform schneller arbeitet. So findet man auf dem Palaplateau in 2400—2600 m gut entwickelte Karrenfelder im Schlerndolomit, höher aber an den seltenen relativ ebenen Flächenstücken nur mehr „Scherbenkarst“; denn da oben überwiegt dann die Frostsprengung (Rastplatz am Einstieg zum Cimone). Die den größten Teil der Oberfläche unseres Gebietes einnehmende Kreide splittert aber bereits unter den gewöhnlichen klimatischen Bedingungen, und ihre Oberfläche ist

1) Die Gardaseewanne wäre derart eine posthume, teilweise Neubelebung der judikarisch streichenden Synklinale, nicht ein von der Rücksenkung quer- gekreuzter Talweg.

daher meist mit korrodierten Scherben bedeckt, nicht mit Karrenfeldern. Zweite Bedingung ist, daß die Gesteinsoberfläche frei bleibt, nicht mit Vegetation und Verwitterungsprodukten bedeckt wird. Damit scheidet auch wieder der niedrigere Teil unserer Gebirge aus; nur dort, wo der Gletscher abgekehrt hat (Rundhöcker W von Pieve Tesino)¹⁾, trifft man auch in tiefen Lagen Karren. Einzig auf den Höhen der Sieben Gemeinden nehmen Karrenfelder großen Raum ein (vgl. Kl. 50 ff.).

Die Großformen des Karstes sind bestimmt durch das Vorherrschen der unterirdischen Entwässerung. Bedingung ist eine nicht unbedeutliche allgemeine Erhebung des Terrains über die Vorflut (sonst wird der Karst „seicht“), verbunden aber mit nur mäßiger Zerschneidung; an Steilwänden wie am N-Abbruch der Dodicigruppe oder im Brentacañon können keine Karstformen, sondern nur die des Kalkhochgebirges zur Ausbildung kommen. Der größere Teil unseres Gebietes ist aber von ziemlich geschlossenen Kalkhochflächen eingenommen und bietet daher für Verkarstung die richtigen Bedingungen. Merkwürdigerweise findet man dolinenartige Karstwannen am Boden der erst im jüngsten Quartär verlassenen Trockentäler, so zwischen Arsiè und Fastro (Br. S. 989) und besonders schön in V. Rodena (in der Mitte wunderschöner Alluvial-Ponor), während sie auf den mittleren Hochflächen (Broccone, C. di Campo, Grappa, Lisser) fast ganz fehlen und erst in den höheren Teilen der Sieben Gemeinden häufiger werden. Das unterirdische Gewässernetz scheint unfertig und größtenteils auf Kluftwasserzirkulation beschränkt zu sein. Flußschwinden, Vaclusequellen und somit eigentliche Höhlenflüsse fehlen noch.

Über Karsthydrographie ist viel gestritten worden; wie gewöhnlich größtenteils um Worte. Für den Hausgebrauch genügen einige, heute allgemein anerkannte Tatsachen. Es muß im Reifestadium ein Karstgerinne, genau wie ein anderes, auf die jeweilige Vorflut basieren; ferner ist Kalk im Urzustand ebensowenig wasserdurchlässig wie irgendein anderes massiges Gestein, sozusagen „karstfähig“ wird er erst durch längere Drainierung. So können wir erwarten, daß die Talböden langen Erosions-

1) Zur Ausbildung deutlicher Karren genügen ein bis zwei Jahrtausende (Cvijić, J., Das Karstphänomen. Pencks Geogr. Abh., Bd. V, Heft 3, Wien 1898, S. 223, Anm.), also noch viel mehr die Dauer der Postglazialzeit.

stillstandes auch durch die Ausmündung zahlreicher absteigender Höhlengänge markiert sind, andererseits, daß bei der letzten rapiden Talvertiefung zahlreiche unterirdische Gerinne nicht folgen konnten und — als Gegenstück zu den Hängetälern — heute noch auf einem älteren höheren Talbodenniveau ausmünden. Es mündet z. B. die von Dal Piaz erforschte Höhle von Franza bei S. Donato (NW von Lamon) 150 m überm Senaiga, d. i. ca. 650 m, oder im interglazialen Talboden *c*; es fand sich daher auch *Ursus spelaeus*, der nicht mehr ins Postglazial geht.¹⁾ H. D. v. Piaz verdanke ich auch Mitteilung, daß die Höhlenabteilung des 11. A.-K. einen Höhlenflußlauf unter C. Manderiolo entdeckt hätte, was für Fixierung der älteren Talböden an diesem Gebirgsrand von hohem Wert gewesen wäre. Leider blieben Nachfragen erfolglos, und publiziert worden ist anscheinend nichts. Es sind übrigens keineswegs alle Gerinne unter den interglazialen Talboden *c* verlegt, sondern auch heute treten manche nicht unbedeutliche Quellen in diesem Niveau („hängend“) aus, ohne durch wasserstauende undurchlässige Schicht dazu gezwungen zu sein; so die Quellen in V. Fontana (linkes Cisonufer, S gegenüber Arsiè) und in Rivai (N ober Arsiè), im Stizzonetal die großen Quellen östl. von „Kote“ 483, die „Fontanella“ (566 m, an der alten Grenze) an der Tezeverwerfung, und wahrscheinlich noch andere; womit offenbar zusammenhängt, daß Dauersiedlungen nur bis Talboden *c* gehen, nicht höher. Auf den tieferen Talböden *r* basieren die (bereits S. 49 erwähnten) großen Quellen bei Grigno beiderseits der Brenta. (Auch in der Frenzela-S-Seite entspringt eine starke Quelle genau am Absatz oberm letzten tiefen Einschnitt.)

VI. Die Geschichte der Landschaft

Vorgeschichte. Ursprünglich gehörte unser Gebiet der Tethys an, dem großen Mittelmeer des Mesozoikums. Ob aus jener ozeanischen Zeit irgendwelche Erbschaft in die Oberflächenformen

1) Dal Piaz, G., Grotte e fenomeni carsici del Bellunese. Mem. Soc. geograf. It. vol. IX, 1899, S. 198 u. 206. — Derselbe, Sulla fauna fossile della Grotta di S. Donà di Lamon. Atti Soc. It. sc. nat. 39/1, 1900, S. 51—64.

des Festlandes übergegangen ist? Eine Zeitlang glaubte man das tatsächlich, und der Laie wird sich unter „Dolomitriffen“ wohl ähnliches vorstellen. Sofern es sich um fertige Formen handelt, wird man die Frage verneinen können; die Anlage der großen Formen ist dagegen sicher bis auf die Verhältnisse in der Geosynklinale zurückzuführen. So spürt der Stratigraph das ganze Mesozoikum hindurch S von Verona—Vicenza- usw. Land, die sog. Adriatis, offenbar ein Gebiet mit hartnäckiger Hebungstendenz; denn ein ruhender Festlandsblock wäre in einem Bruchteil dieses Zeitraumes abradiert und verschwunden gewesen. Im Tertiär tauchte die Adriatis unter; allein der durch die Eruptiva von Recoaro—Verona—Vicenza—Padua markierte Zipfel¹⁾ entzog sich dieser Absenkung, ja er behauptete die Tendenz zur Hebung weiter. Derart ist die Massenerhebung des Lessinischen Blocks sicher der älteste Zug im Bild unserer Landschaft.

Das südosttirolische Hochland war ähnlich schon in der Geosynklinale als Hebungsgebiet charakterisiert und hat in Oberkreide und Alttertiär bereits eine wechselvolle Festlandszeit erlebt. Allein wir haben keine genauere Überlieferung mehr davon; die damaligen Oberflächengebilde sind vollkommen zerstört. Mitte Tertiär war das Land — wie wohl die meisten damals bereits aufgetauchten Teile der Alpen — recht gründlich abgetragen und senkte sich mit flacher gerader Küste etwa längs der Suganer Linie unter den Spiegel des Meeres. Auch dieses bot damals wenig Abwechslung: dieselben Mergel, Grünsande und Nulliporenkalke bei Schio und Marostica, bei Belluno, Borgo, Riva und Garda. Von der Lessinischen Masse ragten die C. Dodici und vielleicht einige andere Zipfelchen als kleine Inseln aus dem Wasser.

Ein Überbleibsel jener nivellierenden Zeit ist die heutige Gipfelflur.²⁾ Gewiß, annähernde Konstanz der Gipfelhöhen kann auf verschiedene Weise zustande kommen. Aber die anderen Erklä-

1) Vgl. Schwinner, R., Vulkanismus und Gebirgsbildung. Z. f. Vulkanologie, Bd. V, S. 226 ff., Kap. XIII.

2) Die schöne Karte der Gipfelflur der Ostalpen, die Fr. Levy in Pet. Mitt. 1921 gibt, reicht leider für unsere Zwecke nicht weit genug nach S. A. Pencks „Gipfelflur der Alpen“ (Sitzb. Akad. Berlin 1919, besonders 261 bis 262) behandelt hauptsächlich die Entwicklung der höchsten mittleren Zone der Alpen. Daneben kann unser Vorgang im Südalpengebiet ganz wohl bestehen. Auf die morphologische Auswertung der jungtertiären Sedimente ebendort verweise ich mit lebhafter Zustimmung.

rungen passen hier nicht. Die bescheidenen Höhen der Südalpen bleiben reichlich hinter benachbarten Gebirgsgruppen und damit sicher unter dem „oberen Denudationsniveau“ Pencks zurück, und daß die Taldichte die Schneidenhöhe bestimme, kann man vielleicht von den scharfen Kämmen der Tauern sagen, nicht aber von den fast zeugenbergähnlich aus sanften Tuffflächen emporwachsenden „Dolomitenstöcken“ und noch weniger von den Plateaubergen der Suganer Gegend. Insbesondere wird man die gestufte oder abteilige Gipfelflur ungezwungen stets nur durch tektonische Zerstückelung einer alten Verebnung erklären können, wie wir sie in Primör getroffen (III/1, S. 18), noch schärfer ausgeprägt in SW-Tirol treffen: Adamello 3400/3500—Brentagruppe 3000/3100—Mendel-Gazza 1900/2100. Es sind jeweils die Höhenziffern in einer tektonischen Einheit, die sich zu einer Ebene, horizontal oder geneigt, einer Kuppel od. ähnl. zusammenschließen, scharf absetzend gegen die tektonisch anders bedingte Nachbargruppe. Das genauere Aussehen jener alten Oberfläche ist uns nicht bekannt, und daher ist die Gipfelflur (*a*), ein Mittelwert von durch unbekannte Auswahl herausgegriffenen Punkten, mit unseren sonstigen, hydrographisch klar definierten Angaben von Talböden, Meeresständen usw. im Grundsatz nicht vergleichbar. Wahrscheinlich war aber jene Verebnung ziemlich vollkommen, und die Unsicherheit im Vergleich ist in der Praxis wohl zu vertragen. Es gibt somit die Abstufung der Gipfelflur ungefähr die vertikale Verstellung durch die jungtertiären Dislokationen.

Zyklus M (*a/a*), Miozän. Anfang Miozän¹⁾ beginnt eine neue Epoche der Alpenfaltung mit starker Hebung nördlich der Randflexur, die in unserem Gebiet selten weniger als 300 m, in den Hauptantiklinalen aber 400—600 m beträgt. Der Lessinische Block tauchte etwa bis Feltre geschlossen auf, mit Gipfelhöhen bis 400 m ü. d. M. (Grappa und Dodici, deren Steilküste durch die

1) Diskussion der einschlägigen Tertiärstratigraphie, der Gliederung der Sch. von Belluno, der Stellung der Sch. von Schio und der — wirklich recht schlechten — Fossilien der Molasse von V. Coalba würde zu weit führen. Aus all dem Für und Wider scheint sich doch ziemlich sicher zu ergeben, daß die Faltung zwischen Aquitan und Burdigalien (I. Mediterranstufe) stattfand. Und wenn wir — mit der Mehrzahl der Geologen — das Aquitan zum Oligozän rechnen, heißt das: Grenze Oligo-/Miozän. Vgl. dazu ev. Andrian, V. R.-A. 1868, S. 50; Hoernes, V. R.-A. 1877, S. 178; Oppenheim, Z. D. G. 1903; Dal Piaz, Alpi Orientali.

Brandungskonglomerate in V. Coalba bezeugt ist), und gliedert sich in breiter Front an den Festlandskern der Brescianer Alpen an. Die Randgipfel des Dolomitenhochlandes erreichten 500—600, ja sogar einzeln 800—900 m ü. d. M. Die Suganer Senke blieb aber noch vom Meer überflutet und über den heutigen Col Visentinkamm, von dem höchstens einzelne Inseln aufgetaucht waren, frei mit dem Mittelländischen Meer verbunden. Einzelne Teile des Meerbusens hatten sich der Hebung überhaupt durch tiefere Einmündung enzogen, so Belluno—Feltre und besonders Borgo, wo ein durch Felsriegel abgesperstes, riasähnliches Becken durch schwefelreichen Faulschlamm bezeugt ist (Braunkohlen von V. Coalba). An die einleitende tektonische Episode schloß sich eine lange Zeit verhältnismäßiger Bodenruhe, während welcher die Erosion große Massen abtragen (Kap. IV/2, S. 75) und nach Ausgleichung des Reliefs merklich abklingen konnte: vom Helvetien ab ist der Absatz bei Belluno-Treviso nicht einmal mehr Sandstein, sondern Mergel. Die prämiozäne Verebnung hatte die Spur der älteren Tektonik verwischt, die neue Faltungsepisode sie nur zu kleinem Teile wieder aufleben lassen. Da genügte die nicht unbeträchtliche Dauer von Zyklus M, um der Oberfläche die Kennzeichen weit vorgeschrittener Reife aufzudrücken. Der direkte Einfluß der Tektonik ist zurückgedrängt, die Uroberfläche nicht mehr kenntlich; gelegentlich ist das tektonische Relief geradezu umgekehrt worden. So stehen um Cortina die höchsten Gipfel in einer Synklinalmulde (vgl. Blaas, Führer durch Tirol, Heft 7, Fig. 128; nach MM. Ogilvie-Gordon Quat. Journ. 1893), und an der Tagliamentoflexur überragt der abgesunkene S-Flügel mit dem Dachsteinkalk der Cridola weitaus die Berge des gehobenen N-Flügels um den Mauriapaß. Es ist in diesem Stadium hauptsächlich die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Gesteine, welche die Oberflächengestaltung bestimmt. Die „Dolomiten“ bauen sich nun bekanntermaßen auf aus den mächtigen Tafeln der festen triadischen Dolomite und Kalke, flach gelagert über weichen Tuffen und Mergeln, und boten somit alle Vorbedingungen für eine typische „Cuesta“-Landschaft (vgl. auch III/1, S. 20 und Anmerkung). Wir können wohl annehmen, daß auch in der prämiozänen Verebnung α dem Ausstrich der harten Kalktafeln — wenn auch niedrige — Rücken entsprechen, den Tuffen dagegen die Tiefenzonen, und daß bei Wiederbelebung der Erosion daher diese zuerst tief ausgeräumt wurden. Sobald das Tieferschneiden

sich verlangsamte, mußten die Gerinne auf diesen Tuff- und Mergelzonen, gleichsam längs den Schichtflächen abgleitend, gegen die Stirn der austreichenden Kalktafel hinwandern; denn über den undurchlässigen Hang kommen schuttbeladene Seitenbäche, aus der Kalksteilwand schuttfreie Quellen (u. z. auf dieser Seite nur die wenigen Überfallsquellen). Derart werden die austreichenden Kalktafeln als Bergrücken herauspräpariert, oben ziemlich gleichhoch von der alten Verebnung α abgeschnitten, mit unsymmetrischem Profil, die Stirn in Steilstufe (Cuesta) abfallend zu einem Gerinne, das auf den undurchlässigen liegenden Mergeln und Tuffen fließend deren Fuß bespült, untergräbt und somit frisch erhält; den Rücken flacher als das Schichtfallen, überleitend in die nächste undurchlässige Zone der hangenden Mergel, ein Landschaftstyp einigermaßen ähnlich der heutigen Gegend zwischen Meran und Gardasee.¹⁾

Der Schlerndolomit von Enneberg-Gröden hebt sich sowohl gegen N, gegen die Zentralalpen, als gegen NW und W, gegen Sarntal und Ritten, heraus: die Furchen vor der Stirn seiner Cuesta sind die ersten Anlagen von Puster- und Eisacktal. Im Rücken, jenseits der Furche des Gadertales, folgt als zweiter Staffel die Cuesta des Dachsteinkalkes von Sennes—Fanes—Nuvolau—Formin—Rocchetta (deren NO-Fortsetzung übrigens auch den Pustertaler Rand Bruneck—Sexten bestimmt). Gegen innen dachte dieser Bogen schüsselförmig ab zum Becken von Cortina d'Ampezzo, das naturgemäß seine Entwässerung gegen SO sucht. Daran schließt sich mit dem Bogen Pelmo—Civetta—Tamer—Pramper—Sassolungo eine zweite NO geöffnete Schüssel an. Gegen

1) Auf dieses Cuesta-Normalprofil können wir eine Berechnung der Höhe von Talboden α gründen. Es ist anzunehmen, daß bei starker Neubelebung des Tiefenschurfes der Fluß senkrecht hinab schneidet. Ergänzen wir das heutige Profil, indem wir die weit zurückgewitterte Platte des Cuestabildners in die Luft hinaus verlängern, so gibt der Schnittpunkt ihrer Unterkante mit dem Lot überm heutigen Fluß die obere Grenze für die Höhe des damaligen Talbodens. Z. B.: der Schlerndolomit der Mendel fällt 10° W (tang. = 0,1763); seine Unterkante streicht in 1100 m aus und lag daher über der heutigen Etsch bei Pfatten, d. i. 7 km weiter O, in der Höhe $1110 + 7 \cdot 177,3 = 2334$ m. Da der Fluß nicht unmittelbar an der Cuesta geflossen sein dürfte, sondern vielleicht $1\frac{1}{2}$ km entfernt, sind für die Höhe von α etwa 200 m abzustreichen. In gleicher Weise bestimmt man aus Vaceks geologischen Karten für das Profil Laag bei Kurtinig an der Etsch—Avisio, N von Graun, über letzterem 2370 m und für S. Michele—Mte. Corona—Avisioknie bei Cembra 2360 m.

die Stelle, wohin der Ausguß beider konvergiert, zielt von O jene Rinne, die sich N von der Dachsteinkalk-Cuesta der Cridola-Pramaggioregruppe ausbilden mußte. Mit diesen Hohlformen ist das große Flußgebiet des Ur-Tagliamento gegeben.

Den S des Hochlandes beherrscht das Hebungszentrum der C. d'Asta, in der Mitte der Granit als fester höherer Kern, im Halbkreis von nach innen blickenden Cuesta-Steilstirnen umkränzt. Im O ist der Lauf des Vanoi durch die Grenze Granit—Schiefer bestimmt, dann folgt vor der Cuesta das Quarzporphyr Val Lozen und das Cismontal vor der Cuesta des Schlerndolomit der Palagruppe. Da dieser sich auch gegen SO über den Schiefen der kleinen Kuppel von Agorda heraushebt, so leitete damals ebenfalls eine Cuestarinne die Gewässer des oberen Cordevolegebietes über Cereda nach Primör. Die W-Seite der Astakuppel ist weniger regelmäßig gebaut. Der Granitgrenze folgt eine Strecke der Grigno-, dann der Masobach. Das Fersental liegt an der Grenze Quarzporphyr—Phyllit. Merkwürdigerweise macht das Pinètal mit seinem alten Lauf Montagnaga—Serso einen genau kongruenten Bogen, heute mitten im Quarzporphyrsystem. Von W griff dann die Platte des Schlerndolomites, von der heute nur unten im Etschtal einige Fetzen erhalten sind, auf das Porphyplateau herauf und bestimmte den alten Avisiolauf Cavalese—Cembra—Lasès—Silltal—Persen. Weiter nördlich wich der Rand der Kalkplatte wieder gegen W zur Mendel zurück und bestimmte das älteste Etschtal Cavalese—Kaltenbrunn—Neumarkt—Bozen—Meran (wahrscheinlich noch ohne Vintschgau und oberes Passeier).

Das wäre in großen Umrissen die erste erkennbare Anlage des Flußnetzes von SO-Tirol. Die zugehörigen hohen Talböden hatten wir in 2050 m bei Primör, in 1850 m am Salubio bei Borgo und in ca. 2100 m zwischen Persen—Cembra—Pfatten. Vom nahen Fassanerkamm gibt Klebelsberg (S. 43) „Reste einer alten hochgelegenen Gebirgsoberfläche, in großer Schönheit erhalten“ in 2000—2300 m an, und entsprechende Verbnungen finden sich S und W vom Latemar, auf der Seiser-Alpe, ums Rittnerhorn und S vom Naifjoch, weite Flächen, deren Zusammengehörigkeit trotz der nachträglichen Kleingliederung noch immer augenfällig ist. Bergwärts stieg Talboden *a* allmählich in jene Karsthochflächen empor, die manchmal an der Cuesta-Steilwand überm nächsten Haupttal abbrechen und ein höheres, älteres Stockwerk vortäuschen: z. B. Rossetta (Pala) über Castellazza

(Rolle), Fanes und Sennes über dem Badiotenhochland, Porta le Pozze über Borgo.

Zyklus P (*a/b*), Pontisch-Pliozän. Die tektonische Einleitung dieses Zyklus wiederholt die von M, nur daß ein deutlicher Halt (Einschneidung von Terrasse *b*₁) erkannt werden kann. Die Hebung war allgemein + 300 m, ohne Ausnahme, denn auch Borgo und Belluno gehören von nun ab zum Abtragungs- und nicht mehr zum Aufschüttungsgebiet. Selbst vom Außenrand der Alpen zieht sich das Meer zurück; nur ganz zu Ende transgrediert marines Pliozän, anzeigend, daß die 500—600 m mächtigen pontischen Konglomerate in einer sich gleichzeitig einmündenden subärischen Geosynklinalen abgelagert worden sind. Der inneralpine Sedimentationsraum des Miozän tauchte zuerst als flache Küstenebene auf, so daß deren junge Ablagerungen gleich flächenhaft abgospült werden konnten. Erhalten blieben sie in Belluno, weil tiefer liegend, und bei Borgo, wo sich die Antiklinale des Mittelgebirges von N her schützend über sie geschoben hatte, in deren Felskörper mit *b*₂ die erste kenntliche Terrasse eingeschnitten ist. Auch die Lan-Antiklinale taucht hier zum erstenmal auf, und die bisherigen Haupt-Antiklinalen werden weiter aufgefaltet, die südlichen mehr, und zwar (relativ zur S vorgelagerten Mulde) Suganer Hauptüberschiebung + 300 bis + 600 m, Coppoloflexur 450 m bis 800 m, die Alpenrandflexur aber 1000—1100 m, letzterer Riesensprung allerdings durch die von ihm verursachte gewaltige Schutthanhäufung, welche die Randsenke stets aufgefüllt hielt, bis zur Hälfte verdeckt. Die Flüsse, die in den ehemaligen Miozän-Meerbusen gemündet hatten, verlängerten ihren Lauf über die auftauchende Küstenebene nach vorn, die aus Etsch-Avisio entstandene Ur-Brenta längs der O absinkenden Muldenachse nach Borgo und der Civaron-Lefrèfalte links ausweichend nach Tesino—Lamon, der Cismon in ungefähr kürzestem Fall quer zum Alpenstreichen und durch die tiefste Einsattelung der Randkette. Dank der großen allgemeinen Hebungen waren sie imstande, den Lauf quer zu den sich weiter auffaltenden Antiklinalen ohne merkbare Staunungen durch rechtzeitiges Tiefersägen zu behaupten. In dieser Zeit erscheint auch die erste Anlage des Piavesystems, allerdings nur in der sehr bescheidenen Form eines rein lokalen Entwässerungsnetzes der Mulde Belluno—Feltre.

Das Relief der Landschaft war wohl wesentlich stärker ausgearbeitet als jenes von Ende M, ist aber immer noch als Mittel-

gebirge zu bezeichnen. Die Bergkämme überragten die Talböden b (b_2) um 1000—1200 m; einzelne Züge, wie die Front der Coppoloflexur, der Abbruch der Dodicigruppe gegen Borgo und der äußere Alpenrand, dürften etwas schroffer gewesen sein, als wir uns ein Mittelgebirge nach Muster der deutschen Rumpfe meist vorstellen; der größere Teil war aber wirklich sanft, flachwellig, gut gerundet und die Täler breit und gut ausgeglichen; selbst die Durchbruchschluchten standen schon in Verbreiterung. Die feinem Einzelzüge sind uns nicht überliefert, doch dürfen wir starke Ähnlichkeit mit heutigen Verhältnissen voraussetzen; denn das Klima, das diese Kleinformen hauptsächlich bestimmt, war im Pliozän nicht gar zu verschieden vom heutigen, im Gegensatz zu dem noch ganz tropischen Miozän.

Zyklus Q (b/c), Alt-Quartär. Tektonische Einleitung auf alle Fälle schwächer als die von M und P, besonders aber, wenn sich der Verdacht bestätigen sollte, daß die allgemein aussonderbare Hebungskomponente von etwa +150 m als Sinken des Meeresspiegels aufzufassen sei (IV, 3, S. 87). Auffaltung an der Suger Linie relativ +150 m, Randantiklinale +200 m (und mehr?), so daß die ihr anliegenden pontischen Konglomerate bis saiger aufgerichtet wurden und sich weiter draußen ein neuer, allerdings flacherer geosynklinaler Trog bildete, der Sammelraum für den Schutt dieses Erosionszyklus, das Montellokonglomerat. Ein letztes Ausklingen der Faltung staute schließlich diese kaum abgelagerten und verfestigten Schichten zu einer flachen Welle empor, der gegenüber der Piave seinen antezedenten Lauf ebenso gut behauptete, wie gegenüber den Auffaltungen des Anstehenden. Demgegenüber blieb der mittlere Teil der Suger Zone zurück; an der Coppoloflexur ist keine relative Auffaltung kenntlich, und das eigentliche Bellunobecken muß stark eingemuldet worden sein; denn diese Senke entfaltet jetzt mit einem Male eine stark anziehende Kraft. Von hier rückgreifende Bäche erobern das Gebiet von Vallalta und von Agordo—Buchenstein, beides vom Cismon (der vielleicht durch neuerliche Aufwölbung an der Lan-Antiklinale benachteiligt war), und durch Anzapfung des obern Cellina- und Tagliamentogebietes entstand aus einem kleinen Fließchen der mächtige Piave.

Am Alpenrand blieb das Relief nur wenig hinterm heutigen zurück; im Innern fehlten daran noch 500—600 m, das ist etwa ein Drittel der heutigen relativen Höhen. Die Vergletscherung,

welche sich auf diesem Theater abspielte, muß einigermaßen fremdartige Züge getragen haben; Einzelheiten sind nicht überliefert. Die weiträumigen Täler, welche das Schwinden der Gletscher zurückließ, füllten sich mit ungeheuren Schuttmassen, welche die geschwächten Flüsse nicht wegräumen konnten. Wirklich arid (wüstenhaft) darf man sich deswegen das Klima nicht vorstellen; auch heute geht in vielen Alpentälern die Entwicklung den gleichen Weg¹⁾, und außerdem ist das voralpine Äquivalent der Agarobreccien der Ferretto, dessen Bildung mediterranes Klima voraussetzt, trockene Sommer, aber im ganzen nicht unbedeutliche Niederschläge. Daß mediterrane Flora damals bis Innsbruck (Höttinger Breccie!) vordrang, spricht auch für wärmeres Klima als heute; allerdings waren die innern Alpen damals viel niedriger. Eine weitere Ähnlichkeit mit vielen heutigen Mittelmeerlandschaften liegt in der Verkarstung der Kalkhochflächen. Die Kleinformen sind natürlich nicht erhalten, aber die alten Höhlengänge zeugen für ein unterirdisches Gewässernetz, das auf Talboden c als Vorflut basiert war.

Zyklus W, Jung-Quartär. Die Gebirgsstörungen des Jung-Quartär können sich ihrem Gesamtausmaß nach ganz wohl mit den älteren Faltungsphasen vergleichen und übertreffen beträchtlich die von Q, auch wenn man die errechnete allgemeine Hebungskomponente $x = +150$ m vor der Vereisung und Senkung $-x$ nach der Vereisung ausscheidet und irgendwie auf Rechnung der Klimaschwankung setzt und für die Unregelmäßigkeiten der postglazialen Schotter andere Erklärungen vorzieht (vgl. IV, 1 S. 71). Den Versuch einer Gliederung ins einzelne enthält die Tabelle²⁾; hier soll mehr in großen Zügen der Vorgang umrissen werden. Kennzeichnend für die präjungglazialen Bewegungen ist, daß die Faltung sich auf den innern, nördlichen Teil der Suger

1) Vgl. Schwinner, R., Mitt. d. Geol. Ges. Wien 1913, S. 215.

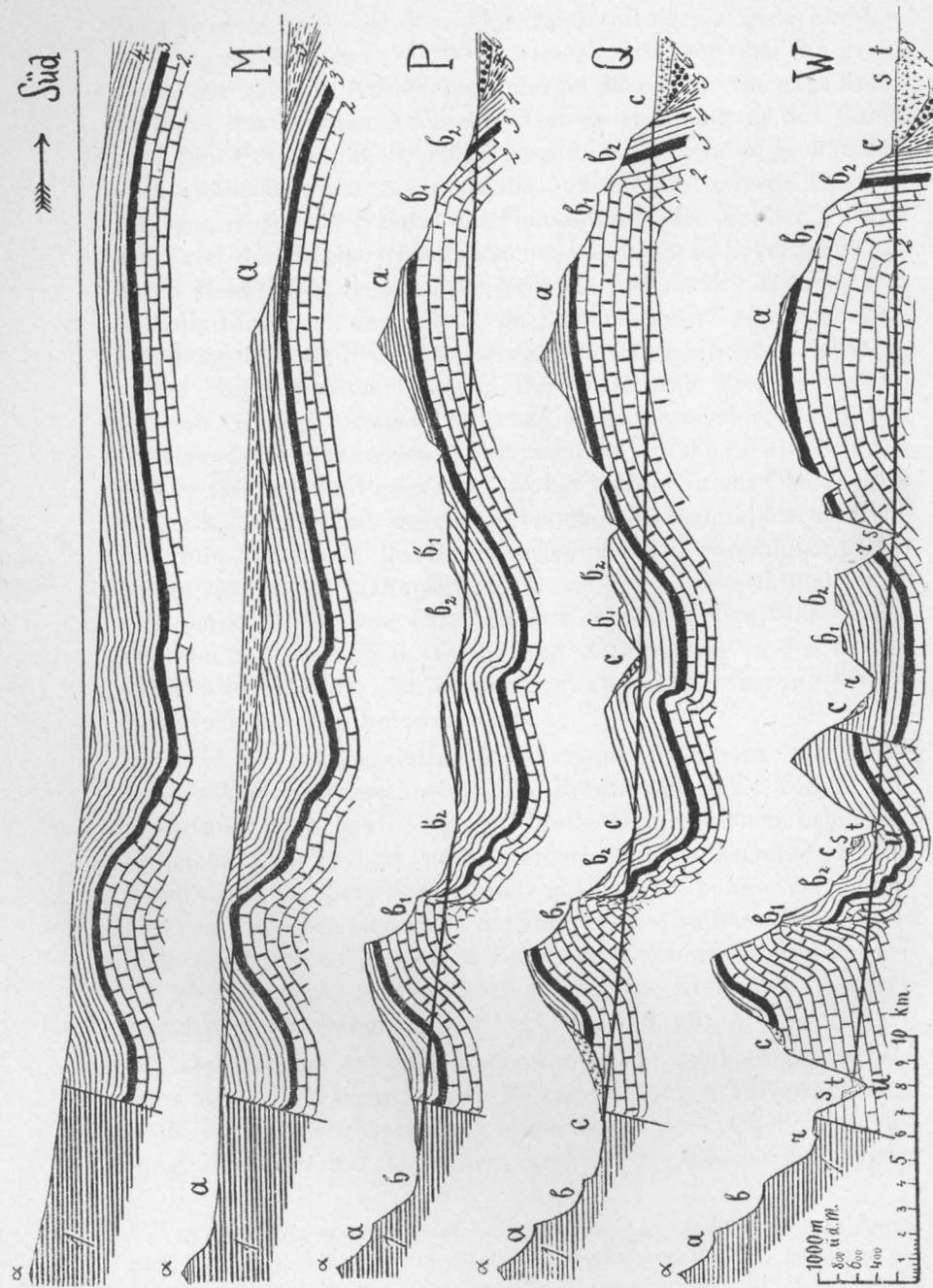
2) Es wäre möglich, daß r keinerlei Stillstand in der Erosion bedeutet, sondern nur die wegen Flußablenkung verlassenen Terrassen umfaßt, also kein ausgeglichenes, vielleicht nicht einmal ein einheitliches Talbodensystem darstellt. Die Schätzungen i/r und r/u wären dann — etwa im Sinn des nächstfolgenden Absatzes — zu korrigieren, u. a. im Sinne stärkerer Hebung von Tesino. Die Gesamtschätzung c/u wird dadurch nicht berührt; denn u muß trotz seiner Schmalheit im Längsprofil schon ziemlich gut ausgeglichen sein, sonst könnte es nicht so lang unter der heutigen Schottersohle verschwinden, oder es müßte gelegentlich noch viel tiefer liegen, als ich nach dem Aufschluß am Ponte della Serra angenommen habe.

Zone konzentriert. Die dem Alpenrand vorliegende geosynklinale Senkung erreicht zwar — 200 m, streckt sich aber über die ganze Breite der Friauler Küstenebene und ist daher nur eine ganz flache Wellung des Profils. Auch die Weiteraufwölbung in der Randkette (am Grappa z. B.) war flachgespannt und nicht zu groß (wenn auch vielleicht etwas mehr als die 100—130 m unserer Tabelle). Dagegen wurde der S-Rand der Dolomitenscholle und der N-Rand der Tafel der Sieben Gemeinden um rund 500 m höhergeschaltet durch Reaktivierung der alten Schubflächen an der Suganer und V. Sella-Linie, und das Gebiet von Lamon—Tesino wurde als Verbindungsstück, als Brücke zwischen beiden sich hebenden Schollen, in der Hebung mitgenommen. Der horizontale Zusammenschub traf ein Gebirge mit beträchtlichen Höhenunterschieden, in dem auch die faltungstragenden („kompetenten“ im Jargon) Schichtglieder tief zerschnitten waren. Daher kam er in der Oberflächen-tektonik durch Schub gegen die bestehenden orographischen Senken zum Ausdruck, im Borgobecken durch Überschiebung von beiden Seiten her („Doppelfalte“), von der Lan-Antiklinale nach S gegen die Tiefe von Primolano—Fonzaso—Feltre; der Gegensatz von S-Bewegung in Tesino und N-Bewegung in den Sieben Gemeinden erledigte sich in einer gewaltigen Abscherung (Tezze-Schaufelfläche und Verzweigungen).

Auf die präjungglazialen Hebungen reagierten die Flüsse durch scharfes Tieferschneiden, die Brenta aber durch völlige Umgestaltung ihres Laufes. Durch breite Hebungszonen behindert, vielleicht sogar gestaut, und im entscheidenden Augenblick noch durch die Ablenkung des Avisio¹⁾ geschwächt, konnte der Hauptfluß von kleineren Gerinnen, die aber aus den tiefsten Senken und längs der frisch aufgerissenen Tezzezone rückwärts schnitten, überholt und abgelenkt werden, auch wenn keine wesentliche Laufverkürzung damit verbunden war (vgl. IV, 4, S. 93).

Das Gebirge war damals schon ungefähr das heutige, die relativen Berghöhen sogar um den Betrag der jungen Talverschüttung größer. Die Vergletscherung unterbrach die normale Entwicklung, doch nur auf kurze Zeit und — wenigstens im engern

1) Das verlassene Avisiotal bei Lasès (N von Persen) entspricht sowohl nach Höhenlage (639 m) als morphologischer Ausgestaltung aufs genaueste den Gerinnen von Arsiè usw. Das zeitliche Zusammentreffen ist nicht zufällig, auch der Avisio ist durch die tektonische Einleitung von **W** abgedrängt worden.



Photolith. v. Bogdan Gisevius, Berlin

(1:300000, 4 mal überhöht)

Verlag von Gebriüder Borntraeger, Berlin

Suganer Gebiet — ohne allzugroße Umwandlung der Formen (vgl. V, 2 S. 99). Dem Rückzug des Gletschers folgten in den ausapernden Hochlagen und übersteil gewordenen Troghängen starke Zerstörungen, im Tal und Vorland Umlagerung des Glazialschuttes, daher Zuschüttung der Talrinnen und der Geosynklinale im Vorland, woselbst die Aufschüttung die heute noch fort-dauernde Senkung überwindet und trotz dieser die Küste vor-schiebt. Auch in den Alpen klingt die letzte Faltungsphase noch in kleineren Bewegungen ab, die in unserm Gebiet aber nur durch Verstellung einiger Schotter angedeutet sind (vgl. V, 2, S. 104).

Ob zwischen den scheinbaren Bodenbewegungen und der Eiszeit als ganzes oder im einzelnen direkte geophysikalische Beziehungen bestehen, kann erst in größerem Zusammenhang beurteilt werden. Gewiß wird Hebung des Gebirges die Vergletscherung begünstigen, andererseits die Bildung von Inlandeis das Meer verkleinern und senken, somit Hebung des Festlandes vortäuschen. Die endgültige Erklärung wird aber berücksichtigen müssen, daß zwischen Hebung und Eiszeit die gar nicht so kurze Zeit liegt, welche zum fluviatilen Einschneiden der tiefen Rinnen *u* nötig war, somit jene einfachen ursächlichen Beziehungen, die ja wohl auch in Rechnung zu stellen sind, den ursächlichen Hintergrund des Vorganges nicht erschöpfen.

Erläuterung zu Tafel II.

Überhöhung konnte nicht vermieden werden, wurde so stark übertrieben (4-fach), daß ein Mißverstehen wohl ausgeschlossen scheint.

Das unterste Profil ist ein verallgemeinerter Schnitt N—S etwa C. d'Arzon—Bassano. Wo der zufällige Schnitt weniger charakteristisch, wurden die Nachbarparallelen hineingeschoben: Sogleich links zu den Terrassen *a*, *a*, *b*, *r* von C. d'Arzon—Gobbera die tiefen *s*, *t*, *u* von Canal S. Bovo und *e* vom Prä di Totoga auf dem Coppolo. Im nächsten Tal (Lamon) wäre unter den Schottern *s* noch *r* zu schreiben gewesen, und *t*, *u* sind vom Pte. della Serra (etwas übertrieben) eingesetzt. Die Agarobrecce *e* ober Arsiè ist übertrieben mächtig, im Cañon von Vannini konnte *t*, *u* nicht deutlich getrennt werden.

Geologische Signaturen: 1. Kristallin der C. d'Asta-Gr., 2. dickbankige bis massige Dolomite und Kalke (meist nur in Wänden und Schluchten aufgeschlossen), 3. Ober-Jura (Mächtigkeit übertrieben), 4. plattige Kalke und Mergel (Kreide + Alttertiär, bildet die Hochflächen). Die folgenden: 5. miozäne Molasse, 6. pontische Nagelfluh, 7. Deckenschotter (Montello Kongl., Agaro-Breccie), 8. Niederterrassen-

VII. Allgemeines

Die Einheit alles geologischen Geschehens war der oberste Leitgedanke unserer Betrachtungen. Jeder Vorgang an der Erdoberfläche ist das Ergebnis der Einwirkung sowohl von innern als von äußern Kräften, „endogenen und exogenen“, je nachdem die Quelle ihrer Energie im Erdinnern oder außerhalb zu suchen ist. Die Vorhand haben die innern Kräfte; denn einzig sie vermögen selbständig neue Gestalten zu schaffen; die äußern sind nur imstande, gegebene Oberflächengebilde umzuformen und zu zerstören. Tektonik baut das Relief auf, Erosion und Sedimentation nivellieren. Am bequemsten wäre natürlich, wenn man diese zweierlei Vorgänge, Aufbau und Zerstörung, nicht bloß begrifflich, sondern auch zeitlich trennen könnte; in diesem Falle — und nur in diesem — wäre eine Emanzipation der Morphologie von der Geologie denkbar. Tatsächlich ist aber eine solche reinliche Scheidung nicht möglich; die verschiedenen Ursachenkomplexe übergreifen einander zeitlich in ihren Wirkungen. Eine weitere Komplikation liegt darin, daß die Kräftesysteme nicht unabhängig von außen gegeben und bestimmt sind. Vielmehr ist jeweils die wirkende Kraft durch die augenblickliche Ausgangslage mit ihrer Massen- und Energieverteilung bedingt, und jeder derart veranlaßte Vorgang tritt sofort wieder, sofern er eben jene Bedingungen abändert, in den Komplex jener wirkenden Ursachen selbst ein, die gleichlaufenden, „konkordanten“ Tendenzen verstärkend, die widerstreitenden aber abschwächend. In der Hauptsache bleibt diese Wechselwirkung im Kreis der endogenen Vorgänge; die Oberfläche ist meistens nur das Zifferblatt, auf dem die Wandlungen in der Tiefe der Erde abgelesen werden können; gelegentlich tritt aber auch sie ins wechselnde Spiel der Kräfte ein. So ist die Tektonik, wenigstens des obersten Faltenstock-

schotter sind der Schutt der vier Gebirgsbildungszyklen (Überlagerung am Südrand nur schematisch, bei Bassano ist z. B. 6 nicht bekannt).

Das oberste Profil ist anfangs Miozän und jedes folgende nach Ablauf des Zyklus, der danebensteht (*M, P, Q, W*), d. i. Ende sarmatisch | Anfang Quartär | Mitte Quartär | heute. Der Anschaulichkeit halber wurde ein antezedenter Querfluß eingetragen, obwohl der Durchbruch nach Bassano erst Quartär ist. Man sieht deutlich, wie die Antiklinalen emporwachsen und die alten Terrassen mit hinauftragen. Um die Verzerrung von Bergform und Faltenbild zu abstrahieren, vergleiche man die nicht überhöhte Tafel I.

werkes, in gewissem Grade von der „Kerbwirkung“¹⁾, das ist dem Erosionszustand abhängig (vgl. S. 115), und die großen Gebiete der Abtragung und Aufschüttung beeinflussen sicher, durch Änderung von Belastung und Wärmefluß den Ablauf der endogenen Vorgänge, wenn auch wahrscheinlich nicht in jenem Ausmaß, wie man manchmal angenommen hat. Auf dieser hundertfachen Verknüpfung und Wechselwirkung zwischen ältern und jüngern Vorgängen aber beruht die große Stabilität gewisser Großformen und der vielbemerkte Umstand, daß manche Züge im Bau und daher auch in der Oberflächengestaltung, wenn schon zeitweise verwischt, mit großer Hartnäckigkeit „posthum“ immer wieder durchschlagen (in unserm Gebiet z. B. eine uralte etwa SO—NW streichende Hebungsachse im Lessinischen Block und der C. d' Asta).

Die Zusammenhänge zwischen den endogenen und den exogenen Vorgängen können bei unserm Beispiel, dem Suganer Faltenbündel — wie übrigens bei der Alpenfaltung überhaupt, vielleicht bei sämtlichen Kettengebirgen —, einläßlicher verfolgt werden als gewöhnlich. Die Faltung selbst ist ihrem Wesen nach „episodisch“ (*Stille*), d. h. sie nimmt nur verhältnismäßig kurze Zeiträume in Anspruch, die durch längere Zeiten tektonischer Ruhe getrennt sind und deren Folge eine gewisse Regelmäßigkeit erkennen läßt, und dieser straffe Rhythmus der Faltung überträgt sich notwendigerweise auf die von ihr bedingte Abtragung und Aufschüttung. Die Faltung mag kontinuierlich vonstatten gehen, etwa wie die Aufwölbung Skandinaviens, oder die merkwürdige rezente Einmuldung im bayrischen Alpenvorland, oder diskontinuierlich, als eine Folge von Faltungsakten nach Art und Ausmaß der bei Erdbeben beobachteten Verwerfungen und Blattverschiebungen. Im geologischen Bild ist das nicht mehr zu unterscheiden; denn solchen Akten der Faltung können auf den andern Gebieten nur entsprechen: kleine und knapp aufeinanderfolgende Erosionsleisten, die sich in den Kleinformen verlieren, und Wechsellagerungen von gröberem und feinerem Sediment, die sich mit den Wirkungen der Klimaperioden vermischen müssen. Allgemein klar kenntlich sind erst die Perioden der nächsten Ordnung, die wir Phasen der Faltung nennen wollen. Sie beginnen

1) Ich verwende diesen plastischen Ausdruck *Ampferers*, obwohl ähnliches auch wohl gelegentlich durch Aufschüttung zustande kommen kann. Wesentlich ist nur, daß die obersten Profile verschieden fest und ungleich belastet sind.

mit einer Beschleunigung der tektonischen Bewegung, sei sie nun kontinuierlich oder selbst wieder aus vielen kleinen Akten zusammengesetzt, gegenüber welcher das Ausmaß der gleichzeitigen Erosion gering ist. Der tektonische Impuls ist heftig¹⁾, aber von kurzer Dauer. (Es ist zu vermuten, daß — an einer gegebenen Stelle — die einander folgenden Phasen Schritte gleicher Größenordnung sind; hier in den Suganer Falten z. B. 200—400 m Sprunghöhe.) Die zweite viel größere Hälfte der Zeit herrscht tektonische Ruhe, und damit die normale Erosion. Das ist offenbar mit ziemlicher Annäherung ein Erosionszyklus im Sinne Davis' und diesem wieder muß anderswo ein Sedimentationszyklus entsprechen. Beobachtet können die Erscheinungen auf allen drei Gebieten gut werden: tektonisch Diskordanzen (allerdings etwas vom Glück abhängig), morphologisch große Terrassenstockwerke im Gebirgskörper, stratigraphisch im Sedimentationsraum eine mächtige Schichtfolge, grobklastisch beginnend, fein ausklingend. Diese Phasen und Zyklen sind die kleinsten, stets scharf und sicher zu unterscheidenden Entwicklungsstufen des werdenden Gebirges, und spielen als Elemente und Bausteine bei Erforschung der Gebirgsbildung eine gleich bedeutsame Rolle wie die Biozone für die Geschichte der organischen Welt und die darauf begründete Stratigraphie.

Wir beobachten in unserm Beispiel, und wohl in den ganzen Alpen, daß seit Miozän kein Zyklus zum normalen Ausklingen gekommen ist. Ehe die Erosion mehr als einen kleinen Teil der tektonisch emporgetürmten Massen abtragen konnte, setzt schon eine neue Faltungsphase ein und hebt das Gebirge wieder um ein Stockwerk höher. Dieses Beispiel der jüngsten Vergangenheit stellt aber nur den ersten Teil einer vollen Faltungsepoche dar. Was im Alttertiär in den Alpen aufgefaltet worden, ist bis Ende dieser Epoche auch wieder ziemlich vollständig eingeebnet

1) Um jedem Mißverständnis vorzubeugen, sei hier nochmals das Aktualitätsprinzip betont. Eine Hebung von 1 m pro Jahrhundert (Skandinavien) genügt vollkommen, um die Erosion zu überrennen. 400 m würden dann 40 000 Jahre fordern, dafür ist also nach Tabelle IV/4 (S. 88/89) in jedem unserer Zyklen genügend Zeit. Und da Erdbebenverwerfungen oft mehrere Meter schaffen, brauchte es zum gleichen Resultat ein solches gar nicht einmal alle 100 Jahre, was unserer Erfahrung nach (S. Francisco, Messina) auch ganz gut geschehen kann. Auch im höchsten „tektonischen Paroxysmus“ passiert nichts, was an der heutigen Erdoberfläche unmöglich wäre, und daher ist die Rechtskontinuität für den Morphologen gesichert.

worden, und mit den vorgosauischen Alpen kann es Anfang Tertiär nicht anders gestanden haben. Offenbar folgen zuerst mehrere starke Faltungen schnell nacheinander und türmen das Gebirge hoch empor; dann erlahmt die gebirgsbildende Kraft, und zwar auf so lange Zeit, daß eine volle Epoche der Faltung stets mit einer Verebnung abgeschlossen würde, je nach den Umständen terrestrisch oder marin (Gosau). Dies gilt für unser Gebiet und für die Alpen wohl überhaupt; denkbar wäre natürlich auch ein anderer Verlauf der Faltung, z. B. mit langsamem Wachsen der tektonischen Einwirkung usw., vielleicht sind solche auch wirklich vorgekommen. Genauer kennen wir ja nur wenige Gebirge und von diesen eigentlich nur die jüngste Geschichte. Schon von der ältern Alpenfaltung sind uns die einzelnen Faltungsphasen nur unvollkommen bekannt, in der variszischen Ära können wir an gut bekannten Gebirgen noch verschiedene Epochen unterscheiden, weiterhin lassen sich noch zwei bis drei Ären als Ganzes stratigraphisch einigermaßen verlässlich sondern, und alles andere verschimmt in der „allgemeinen archaischen Faltung“. Diese Lücke in unserer Induktion ist zum Teil unvermeidlich. Die genauere morphologische Überlieferung kann über die Zeit tektonischer Ruhe und daher allgemeiner Verebnung, mit der wir die vorletzte Epoche abschließen, nicht zurückreichen. Aus ältern Zeiten kann höchstens eine derartige Rumpffläche, also das Zeugnis einer Epoche, erhalten sein, und diese nur, wenn sie durch Verschüttung „fossilisiert“ wurde. Solche Zeugnisse haben wir noch aus dem Paläozoikum (zum Teil sogar durch Abdecken „reaktiviert“). Verlässliche tektonische Zeugnisse sind nicht häufig, die einzelnen Phasen insbesondere sind da nur sehr schwer zu trennen. Am besten sollte es mit der Erhaltung der stratigraphischen Überlieferung stehen, doch in größerer Entfernung vermischen sich die durch Gebirgsbildung bedingten Sedimentationszyklen mit den epirogenetischen oder eustatischen und sind dann auch nicht mehr sicher und im einzelnen deutbar. Derart begrenzt die Natur das Arbeitsfeld des Morphologen zeitlich ziemlich eng.

Die dargelegte ursächliche Verknüpfung aller Vorgänge, die mit der Gebirgsbildung zusammenhängen, und die daraus folgende Korrelation der tektonischen, morphologischen, stratigraphischen Daten ist besonders für die Methode der Morphologie von grundlegender Bedeutung. Von den drei Begriffskomplexen: An-

fangszustand, Erosion, Endzustand, müssen offenbar zwei bekannt sein, um auf den dritten schließen zu können. Hätten wir eine exakte Physik der Erosionsvorgänge, so wäre alles recht und gut.¹⁾ Tatsächlich gründet sich aber die Theorie der Erosionsvorgänge wieder auf die Morphologie: Differenz zwischen angenommenem Ausgangs- und bekanntem Endzustand, oder Analogie mit nebeneinander beobachteten Zuständen, welche man für mögliche Stufen einer Entwicklungsreihe ansieht. Verwendet man diese Theorie nun wieder in morphologischen Deduktionen, so ist das seinem Wesen nach ein Zirkelschluß. Es soll nicht bestritten werden, daß einiges in der Ausgestaltung der Erdoberfläche auch direkt beobachtet ist, allein die Extrapolation von der schmalen Basis der historischen Zeit spielt in der Theorie eine viel geringere Rolle als die vorerwähnten Analogien. Helfen kann hier nur anderswo und andersartig gewonnene Erkenntnis, und eben diese bieten die koordinierten Daten der Tektonik und Stratigraphie. Für die jungtertiäre Epoche der Alpenfaltung scheint es ziemlich gut verbürgt, daß die Voraussetzung der Davis'schen Theorie der Erosionszyklen eine brauchbare Annäherung darstellt; die jede Phase einleitenden tektonischen Veränderungen erfolgten so schnell, daß die gleichzeitige Erosion vernachlässigt werden kann. Auch die Klimaänderungen scheinen, wenigstens hier, nicht allzuviel ins Gewicht zu fallen. Allerdings hat seitdem kein einziger Zyklus Zeit gehabt, auszureifen. Denken wir aber die einzelnen Phasen sozusagen aufeinander projiziert und betrachten die Umgestaltung der Oberfläche nur in ihren größten resultierenden Zügen, so sehen wir das Gebirge bei fortschreitender Zerschneidung immer höher emporwachsen, ein Ablauf, der den von A. und W. Penck aufgestellten Entwicklungsreihen sehr nahe kommt. Damit soll gar nicht gesagt sein, daß letztere Gedankengänge sich nur auf derartige Durchschnittswerte anwenden ließen, sie mögen andernorts auch im einzelnen zutreffen und wieder anderswo vielleicht noch andere. Ich halte es für nicht sehr aussichtsreich, die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen deduktiv ausschöpfen zu wollen. Auf das allein seligmachende Schema wird man verzichten

1) Dieser Mangel ist leicht zu verstehen und zu entschuldigen, wenn man die Schwierigkeiten einer wirklich exakten Behandlung kennt, auch bei Problemen dieser Art, die ganz einfach zu sein scheinen. Vgl. z. B. Exner, Zur Physik der Dünen. Sitzber. Akad. Wien, Mathemat. Kl. I, 1920.

müssen, und in jedem Fall zuerst überlegen, welche Betrachtungsweise am besten paßt.

Die erwähnten geologischen Korrelationen bringen, neben der erkenntnistheoretischen Legitimation für die oder jene Methode, auch beträchtlichen Nutzen für die praktische Forschungsarbeit des Morphologen. Es ist nicht so leicht wie im Blockdiagramm, in einer Landschaft, besonders bei verwickeltem Bau, herauszubringen, welche Oberflächenteile zusammengehören und wieviel Erosionszyklen demnach unterschieden werden müssen. Gerade verfeinerte Beobachtung bringt die Gefahr, den Überblick zu verlieren, und Miniaturzyklen auf kleine Erosionsstillstände, auf lokale Vorkommnisse (z. B. Flußablenkungen), ja vielleicht auf bloße Zufälligkeiten zu begründen. Vergleich mit Nachbargebieten läßt dann wohl die Unstimmigkeit erkennen, entscheidet aber nicht, wer nachgeben muß. Geht man aber von den geologisch nachgewiesenen Faltungsphasen und Sedimentationszyklen aus, so kann kein Zweifel über die Zahl der Erosionszyklen aufkommen und die Stockwerke, in die wir die Landschaft danach gliedern, werden durch die ganze Gebirgskette durch zu verfolgen sein.

Daß in dieser Arbeit die tektonische Ausgestaltung der Oberfläche fast Schritt für Schritt auch morphologisch verfolgt werden konnte, ist offenbar der verhältnismäßig einfachen Form der Bewegung in den Suganer Falten zu danken. In den Hauptzügen zeigte das Bewegungsbild stets: einerseits einen Gebirgskern, der nur wenig deformiert, aber beträchtlich gehoben wird, andererseits geosynklinalähnlich einsinkende Mulden (Dolomitenhochland und Lessinische Masse = Innensenke von Belluno und Saumtiefe des Alpenrandes) und zwischen beiden eine schmale Zone, deren wenige Falten gegen die Senken übergelegt sind. Hebungs- und Senkungsgebiet sind im Großen recht beständig; jedoch schwankt die Grenze etwas, und die Faltenzone ist daher nicht bei allen Faltungsphasen dieselbe. Die resultierende Gesamttektonik ist somit um einiges komplizierter als das Bewegungsbild der einzelnen Faltungsphase, bei der über einem einfach, großzügig bewegten Untergrund nur einzelne Gelenke des aufliegenden Schuppenpanzers voll beansprucht, die übrigen aber kaum bewegt werden. Bei Bewegungen dieser Art bleiben offenbar die Terrassen zum größten Teil horizontal erhalten und gut erkennbar; nur in den relativ schmalen Faltungszonen werden sie durch Verbiegung,

Zerstücklung oder sonstige Deformation unkenntlich. Die Terrassen verschiedener Schollen sind dann allerdings gegeneinander verstellt; doch da ihre Zahl beschränkt und die Ausbildung einzelner charakteristisch ist, dürfte die Parallelisierung fast stets möglich sein.

Wenn man einer Schule von Alpengeologen glauben wollte, die sich selbst nicht ungern und mit ziemlichem Geräusch die moderne zu nennen beliebt, so wären Fälle einer so einfachen Tektonik in den Alpen ganz seltene Ausnahmen, in der Hauptsache bestände das Alpengebirge aus wurzellosen, weitherbewegten Decken, in großer Mächtigkeit und Zahl verwickelt, verknäuelte, übereinandergestapelt. Daß gegen diese Theorie ernsthafte geologische Einwendungen vorliegen und daß übrigens ihre Matadore in Hauptpunkten noch nicht ganz einig sind, sei hier nur für den Fernerstehenden zur Information angemerkt, der Morphologe braucht glücklicherweise in jenen geologischen Streit sich gar nicht einzumischen. Semper hat einmal bemerkt, daß viele tektonische Darstellungen nicht so weit durchgedacht sind, daß man sie nach der Tiefe zu ohne Widerspruch abschließen könnte. Diesen Vorwurf kann man den Deckentheoretikern am wenigsten machen; denn gegen unten schließen sie ihren Bau durch eine durchlaufende Scherfläche recht radikal ab, wobei allerdings das bereits (S. 108) erwähnte häufige, posthume Wiederaufleben derselben endogenen Einflüsse (Hebung, Senkung, Vulkanismus usw.) an ungefähr derselben Stelle der Oberfläche, also über verschiedenen Stellen des Untergrundes, einigermaßen rätselhaft bleibt. Aber zum Ausgleich dafür findet man in den Profilen oben in Wolkenhöhe meist noch einige kühn geschwungene Luftlinien, niemals aber eine Andeutung einer möglichen ehemaligen Erdoberfläche. Hier und da liest man in Werken jener Schule beiläufige Bemerkungen über Vorgänge an der Erdoberfläche, stets ziemlich unklar und oft so gewalttätig, daß man das Antlitz unserer Mutter Erde von solchen Katastrophen lieber verschont gewußt hätte. Meistens aber wird das Mysterium des Deckenschubes ganz abstrakt aufgefaßt, ohne rechte Beziehung zur gemeinen Zeit und ohne das Bedürfnis, sich das Verhältnis zur jeweiligen Landoberfläche und zu den exogenen Einwirkungen vorzustellen. Diese katastrophale Tektonik muß natürlich zu einer ebenso gewalttätigen Morphologie führen; nur wenn man das wüste Deckengebäude kühn mit einer Peneplain abschneidet, kann

man wieder ungefähr auf den wirklichen Erdboden kommen. Allerdings steht man dann vor der neuen Rätselfrage, wie die derart allerhöchst epigenetisch angelegten heutigen Oberflächenformen so oft überraschend enge Beziehungen zum Bau (Urform oder posthum, aber nicht Subsequenz gemeint) der tieferen tektonischen Stockwerke haben, welche ja heute allein mehr erhalten sind. Unter diesen Umständen läßt der Morphologe am besten jene Pariser Mode von gestern ganz beiseite und nimmt durch Beschränkung auf Greifbares jenen glücklichen Zeitpunkt vorweg, an dem die Nappisten sich auf ihren wohl verdienten Ehrenplatz in der Geschichte der Geologie neben Neptunisten, Plutonisten usw. zurückgezogen haben werden.

Aus den vorstehenden Schilderungen (bes. Kap. III, 1 und VI) erhellt, daß benachbarte Teile der Alpen morphologisch grundverschieden sein können. Denkt man sich die Alpen durch irgendeinen einheitlichen Faltungsmechanismus gebildet, so wird ein solcher Hiatus, ein verschiedenes Erosionsstadium bei benachbarten Teilen, schwer zu erklären sein. Nach unserer Anschauung dagegen ist der tektonische Bau nur allmählich, sozusagen Stein für Stein aufgerichtet, an einen älteren Kern sind mit jeder neuen Phase der Faltung auch neue Gebirgsteile angegliedert worden; die einzelnen Bausteine sind nach stratigraphischer Vorgeschichte, tektonischer Prägung und besonders nach Zeit und Art ihrer Eingliederung in den Gebirgskörper verschieden, und daher müssen auch ihre Oberflächenformen ganz verschiedenen Stufen der Ausgestaltung angehören. Im Valsugana-faltenbündel hat die Faltung zum großen Teil im Jungtertiär stattgefunden, bis heute gedauert und, die Erosion weit überwiegend, die Oberflächenform fast autonom bestimmt. Tektonik und Landschaft sind noch fast ganz konkordant. Denselben Typus eines ganz jungen Faltengebirges treffen wir auch sonst am Südalpenrand, in den judikarischen Schuppenzügen und in den lombardischen Randketten sowie am Friauler Alpenrand, im Karst und im dinarischen Küstengebirge. Im Dolomitenhochland war der Faltenbau Mitte Tertiär schon größtenteils fertig und auch schon wieder ziemlich gründlich eingeebnet gewesen; das Jungtertiär brachte beträchtliche Hebung, aber wenig spezielle Deformationen. Hier ist die Oberflächengestaltung weit vom ursprünglichen tektonischen Relief abgekommen, gelegentlich bis zur völligen Umkehrung; immerhin sind aber die Beziehungen (wie Kap. VI dar-

gelegt) noch leicht zu übersehen. Hierher dürfte auch der größere Teil der inneren Südalpen gehören. Einen dritten Typus stellen die nördlich anschließenden Zentralalpen vor: verwickelter Gebirgsbau, an dem schon die variszische und ältere Faltungsären mitgearbeitet haben, wird aber nur von äußerst wenig Zügen der Oberfläche widergespiegelt. Eine so weitgehende Indifferenz scheint nur möglich nach vollkommener Verrumpfung und erst kürzlich erfolgter Neubelebung der Erosion, so daß auch die Unterschiede in der Festigkeit der Gesteine noch nicht zur Geltung gekommen sind. Tatsächlich zeigt die Zentralzone, am schönsten allerdings die entgegengesetzte, die Nordseite der Tauern, das primitive System von Parallelgerinnen, wie es sich auf einer einfachen glatten Aufwölbung zuerst anlegen wird. Die Landschaft des Dolomitenhochlandes ist älter als die der Randzone, denn ihre Flüsse haben sich über die zuerst als Küstenebene auftauchende Randzone hinaus verlängert; und zumindest nicht jünger als die der Zentralzone, aus der kein Fluß in die Südalpen weder nach vorwärts sich verlängert, noch rückschreitend zurückgegriffen hat.¹⁾

Trotzdem derart die einzelnen Gebirgslieder verschiedene Entwicklungsstadien repräsentieren, sind in den Alpen gewisse Züge morphologischer Einheitlichkeit auch nicht zu verkennen. Von dem darübergestreuten Formenschatz der Eiszeit, den der Laie gewöhnlich für die Charakteristik der Alpen hält, wollen wir hier ganz absehen. Gerade für unser Beispiel ist damit nicht viel anzufangen. Schon die Dolomiten stehen in diesem Punkt den Zentralalpen ziemlich fremdartig gegenüber, und die Randzone hat von Glazialformen überhaupt ziemlich wenig profitiert (vgl. Kap. V, 2). Die eine, und zwar die hauptsächlichste Ursache einer gewissen Uniformierung liegt in den mechanischen Zusammenhängen der Tektonik. Kleine tektonische Bewegungen können allenfalls auf einen kleinen Umkreis beschränkt bleiben, ringsum in elastische Spannungen und kontinuierliche Deformationen ausklingend. Bei größerer Bewegung stößt aber jede Scholle die andere sozusagen vor sich her. Wenn die Kontinuität erhalten bleiben soll, so können die

1) Allerdings griff die Sill früher weit nach S zurück. Grund dafür, daß die uralte Senkungszone des Brenner auch bei der letzten Alpenfaltung wieder auflebte. Also Urform, nicht rückgreifende Erosion, heute übrigens schon enthauptet.

verschiedenen Bewegungen einer Phase der Alpenfaltung nicht jede für sich allein und eine nach der anderen stattgefunden haben, sondern ihre Gesamtheit ist ein mechanisch zusammenhängendes System, dessen sämtliche Bewegungen geologisch gleichzeitig stattgefunden haben müssen. Wir haben eben hervorgehoben, daß nicht jede Faltungsphase jedes Gebirgslied in gleicher Weise ergriffen hat. Hier ist zu betonen, daß derart beträchtliche Umwälzungen in einem so labilen Gebiet, wie es ein werdendes Kettengebirge darstellt, jeden Teil irgendwie in Mitleidenschaft ziehen, und benachbarte doch meist ähnlich. Geradezu entgegengesetzte Bewegungstendenzen müssen durch größeren Zwischenraum getrennt sein, wie z. B. Vorgosau in den Ostalpen Emporfaltung, im Helvetischen geosynklinale Absenkung; außerdem gehen seit Jungtertiär die ganzen Alpen einigermaßen parallel. Daher muß Zahl und Dauer der Erosionszyklen der jungtertiären Faltungsepoche im ganzen Alpengebiet dieselbe gewesen sein und folglich auch die Zahl der Hauptterrassen sowie ungefähr auch ihre Ausbildung und ihr gegenseitiges Verhältnis. Tatsächlich sind auch die Forscher, welche sich mit der Oberflächengliederung größerer Alpengebiete befaßt haben, zu ziemlich der gleichen Zahl gekommen.¹⁾ Penck und Brückner sprechen zwar nur von pliozänem und präglazialen Talboden (meistens = *b* und *c* unserer Beziehungsweise), aber Klebelsberg (S. 93) hat bereits erkannt, daß die hohen Firnfelder (*a*) unrechtmäßig zum pliozänen Talboden gezogen sind. Er selbst gliedert: alte Gebirgsoberfläche — Hochflächensystem — trambilenisches Talsystem (meistens = *a*, *b*, *c*). Ampferer unter-

1) Ampferer, O., Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Z. D. u. Öst. Alp.-V. 1915, bes. S. 80, Fig. 4, u. S. 92. — Taramelli, T. L'epoca glaciale in Italia. Roma 1911. — Patrini, Pl., in R. Ist. Lombard. Sci. Mem. vol. 21 fasc. 6. Milano 1914. Rendic. Ser. II a, vol. 45, 14/15, 1912 und vol. 47, fasc. 13, 1914. — Schwinner, R., Das Gebirge westlich von Ballino. Verh. K. K. Geol. R.-A. 1918. — In gewissem Grade kann hier auch H. Heß als Eideshelfer angeführt werden. Wo seine ineinandergeschachtelten Tröge auf wirkliche Beobachtungen zurückgehen, ist es einfach unser Terrassensystem. Manchmal scheint es recht gut zu stimmen. So kommt man mit den Parallelen *a* = „Günz Trogboden“ usw. um Iseosee mit *c* = „Riss-Trogboden“ gerade aufs Interglazial von Pianico, was nach früheren Ausführungen ganz plausibel wäre. Andererseits, wenn z. B. die hohen Terrassen von Edolo ins Veltlin hinauslaufen (Patrini), ist leicht einzusehen, daß es mit Heß' „Trogrändern“ in der mittleren V. Camonica hapern wird. Die zugrundeliegende Glazialmonomanie ist durch Lucernas Übertreibungen hinreichend ad absurdum geführt.

scheidet „wenigstens drei, je durch Hebungen unterbrochene und neubelebte Erosionsphasen“ (etwa M + P, Q, W, doch nicht überall). Für die Südalpen hat Taramelli festgestellt: „Le ampie valli alpine mostrano generalmente un triplice ordine dei terrazzi“, und Patrini hat für die Lombardei eine derartige Gliederung durchzuführen versucht. Und in einer geologischen Beschreibung aus Judikarien habe ich diesen Grundsatz ebenfalls bereits angewendet. Eine vollständige Aufzählung der bezüglichen Äußerungen kann hier nicht gegeben werden, noch weniger eine Würdigung und ein Vergleich der verschiedenen Gliederungen; denn da bisher alle von „der Annahme einer weitgehenden Stabilität des Alpenkörpers“¹⁾ ausgegangen sind, ist fast immer heterogenes in die Parallelisierung eingeflossen, das im einzelnen auszusondern hier nicht der Platz ist. Es sei hier nur noch kurz hervorgehoben, daß die letzten Zyklen in den ganzen Alpen recht gleichmäßig verliefen. Fast überall findet man in breite Talböden (*c* oder auch *b*) eine schmale Rinne (*u*) tief eingeschnitten. Und überall, wo der Gletscher um eine solche Kante nach dem Prinzip des Inundationsgebietes oszillierte, war Gelegenheit zur Ausbildung eines typischen U-Troges. Diese Talform ist daher geradezu das Urbild der „alpinen“ Landschaft geworden. Einem Gebirge, dessen Terrassenfolge jene Gelegenheit gar nicht liefert, könnte der Trog trotz sonst gut ausgebildeten glazialen Formenschatzes fehlen.

Eine zweite Ursache der Vereinheitlichung liegt in dem gleichfalls mechanisch zwangsläufigen Zusammenhang der Entwässerung. Die einzelne Scholle konnte ihr Gewässernetz nie ganz autonom entwickeln, stets war sie abhängig von den Nachbarn, von denen sie Gewässer empfängt, bzw. an welche sie solche abgibt. Die Alpen sind nun unserer Anschauung nach nicht ein Agglomerat wahllos zusammengewürfelter Krustenstücke, ihr Faltenwurf ist vielmehr der oberflächliche Ausdruck großzügiger Wandlungen in der Tiefe, von lange her angelegt und weithin verknüpft; daher ist auch die Entwicklung ihres Gewässernetzes nicht regellos und ungeordnet vonstatten gegangen, sondern ihr hydrographisches System bildet eine dem tektonischen entsprechende Einheit. Aus diesem Zusammenhang folgt, daß jede

1) Ampferer hat seine grundsätzliche Erkenntnis des Gegenteils (Jb. Geol. R.-A. 1921, Bd. 71, H. 1/2, S. 83) noch nicht in die von ihm zu erhoffende systematische Revision umgesetzt.

der tektonischen Theorien auch eine eigene Auffassung von dem Entwicklungsgange des Flußnetzes fordert. Wer z. B. als Urform der Alpen einen einfachen gehobenen Block oder eine glatte Aufwölbung — wurzelhaft oder als Deckenpaket — vorausgesetzt, muß quer zum Streichen vom Hauptkamm abfallende Gerinne (etwa wie N-Seite der Hohen Tauern) für die ältesten halten und aus Umbildung einer solchen primitiven Schar von Quertälern das heutige Netz abzuleiten suchen. Für die S-Alpen hat dies Taramelli vertreten, sowohl für das Gebiet der drei insubrischen Seen als für Friaul, wo er in jeder Scharte der Randkette einen Tagliamentoüberlauf sah, der westlichste und höchste der älteste, von dem der Fluß schrittweise bis zu seinem heutigen Quertal nach O herabgestiegen wäre.¹⁾ Allgemein hat diese und ähnliche Anschauungsweisen Schwierigkeit mit der Entstehung der Längstäler. Es wird kaum angehen, die großen Längstäler der Alpen im Davisschen Sinne als subsequent zu erklären.²⁾ Für große Strecken fehlt schon die Vorbedingung, der Nachweis einer weicheren Zone, welche das subsequente Tal benützt hätte (Veltlin, Pustertal); umgekehrt ist längs einiger tektonischer Linien, trotz weicherer Gesteine, nur unbedeutend ausgeräumt worden („Frattura periadriatica“, Flyschüberschiebung der Nordalpen usw.); überhaupt ist es mechanisch gar nicht zu begründen, wieso die

1) Auch was G. Stefanini (Uff. del R. Mag. alle acque. Pubbl. 20 u. 21, S. 45/46) vorbringt, ändert nichts an dem Urteil, daß dies im normalen Erosionszyklus mechanisch unmöglich ist und tektonisch solches Treppabgehen des Tagliamento nur durch einen Mechanismus von unwahrscheinlicher Komplikation erzwungen werden könnte. Die Lösung des Rätsels dürfte einfacher sein: Ursprünglich hatte der Tagliamento eine Reihe kleinerer Zuflüsse von Süden, und natürlich lag das Bett des westlichen jedesmal höher als das seines östlichen Nachbarn, entsprechend dem Sinken der Vorflut im gegen O hinab-rinnenden Hauptfluß. Aber die Gehängeflüsse des Alpenaußenrandes waren durch größeres Gefäll und wahrscheinlich auch durch stetes Sinken der Vorflut in der Saumtiefe begünstigt, rissen die Oberläufe jener Fließchen der Nordseite an sich und schoben die Wasserscheide ganz nahe an den Tagliamento selbst heran. Daher hat dieser heute fast keine südlichen Zuflüsse mehr; als Rest jener alten Gerinne blieben nur Scharten in der Bergkette, natürlich wie ehemals ihre ganzen Gerinne jedesmal die östliche die tiefere, und darin die konglomerierten Schotter, die sie aufgeschüttet hatten (irgendeinen Beleg, daß dies nur Schotter des Tagliamento selbst sein könnten, habe ich l. e. vergeblich gesucht).

2) Vgl. Davis, W. M., Die erklärende Beschreibung der Landformen. 1912. S. 99.

schwach fallenden Längstäler die mit viel größerem, oft auch noch unausgeglichenen Gefälle sich senkenden Quertäler anzapfen sollten. Dieser Unterschied, daß die Längstäler lange, die Quertäler kurze Wege zur selben Erosionsbasis vorstellen, muß auch früher bestanden haben und wird auch für absehbare künftige Zeit die Subsequenz in den Alpen keine große Rolle spielen lassen. Wir werden im Gegenteil annehmen müssen, daß die großen Längstäler die älteren sind und im tektonischen Relief unmittelbar gegeben waren. Die Furche zwischen Zentral- und Südalpen, Veltlin—Pustertal, folgt einer tiefgreifenden uralten Synklinalzone und ist auch bereits im Miozän durch Geröllablagerungen im Klagenfurter und im insubrischen¹⁾ Meeresbusen bezeugt. Südlich dieser Linie liegen drei Hochgebiete und habituelle Hebungszentren: der Adamello als Eckpfeiler der lombardischen Hauptkette, das Dolomitenhochland mit der C. d' Asta und der Lessinische Block mit anhängenden Resten der „Adriatis“. Das Dolomitenhochland bildete eine flache, gegen O geneigte Schüssel, die durch den Ur-Tagliamento entwässerte, dessen unterster Lauf ebenfalls durch marines Tertiär gekennzeichnet ist. Adamello und Lessinischer Block hingen eng zusammen; wohl muß zwischen ihnen schon damals ein Ur-Sarca-Gerinne bestanden haben, aber im Gegensatz zu allen anderen Tälern dieser Ordnung ist, soweit aufgeschlossen, d. i. bis S-Ende des Gardasees, kein Mündungsmeeresbusen nachzuweisen; hier war im Miozän weithin zusammenhängendes Festland. Der innere Raum zwischen den drei Hochgebieten wurde zum Meeresbusen von Borgo-Belluno durch das Etsch-Avisio-Brenta-system entwässert, dessen gewundener Lauf, wie übrigens auch die geologische Karte lehrt, demnach als Längstal anzusehen ist. Die Abgrenzung im Zentrum kann ich, ohne die Einzeluntersuchungen durchgeführt zu haben, nur vermutungsweise festlegen: Adda bis ins Sulzberg, Etschsystem bis Cles—Meran—Brixen, Drau bis Schabs; Sterzing und Ober-Passeier dagegen nach N über die Brennerfurche entwässernd, die in der geologischen Geschichte immer wieder als unverwüstliche Tiefenlinie bezeugt ist. Die tektonischen Vorgänge des Jungtertiär würden dieses Gewässernetz unmittelbar nicht verändert haben. Denn wie wir schon mehr-

1) Entgegen älteren Ansichten hat Chelussi, J. (Sulla natura e sulla origine del conglomerato di Como. Atti Soc. It. sc. nat. 42¹¹⁸, Milano 1903) festgestellt, daß die Gesteinsgesellschaft der Miozängerolle auf das Veltlin weist, was Heim bestätigt (Geol. d. Schweiz I).

mals hervorgehoben haben: die angeführten Elemente des Gebirgsbaues und der Oberflächengestaltung von Mitte Tertiär waren nicht zufällig hoch oder tief liegende Gebiete, sondern Zentren der Hebungs- und der Senkungstendenz. Durch die Weiterauswirkung dieser damals bereits angelegten Tendenzen konnten die Tiefenzonen im großen nicht verschoben werden; die einzelnen Faltenringe, welche an die Gebirgskerne angegliedert wurden, haben die querenden Hauptflüsse aber überall ohne Anstand, gleichen Schritt mit ihrer Aufwölbung haltend, zersägt. Allein durch die gewaltige Heraushebung der Massive erlangten die kleinen Hangflüsse immer mehr Gefäll (und auch etwas mehr Wasser). Sie mußten daher gegenüber den alten Längstälern, die ohnedem um die Behauptung ihrer antezedenten Ausmündungen zu kämpfen hatten, die Vorhand gewinnen und Teile von ihnen an sich reißen. Diese Flußablenkungen erfolgen nicht regellos, sondern im allgemeinen erweist sich von zwei konkurrierenden Gerinnen jenes als stärker, dessen Austritt in die Ebene näher an der Mitte des S-Randes (etwa Verona) liegt. So ist die Adda über Lecco, ihr Oberlauf über Iseo, die Ur-Brenta über Bassano und Trient, der Tagliamento bei Pieve di Cadore—Belluno abgelenkt worden. Einzig das ganz hinten liegende Drausystem fließt noch in der alten Richtung ab; aber auch dieses ist von der Fella beinahe schon erreicht worden. Die Umgestaltung kann nur dahin gedeutet werden, daß hier etwa in der Suganer-Gardaseezone die stärkste Senkung der jüngeren Faltungsphasen statthat. Beweis dafür auch die Randseenbildung, für Fortdauern die Erdbebenhäufigkeit. Dies hat die Etsch geschaffen und zum Hauptfluß des Gebietes gemacht; nur eine solche junge fortdauernde Einmündung seines Mündungsgebietes konnte den Fluß befähigen, gerade im breitesten Teil der Alpen (der zwischen Ortler und Ötztal wohl auch nicht am niedrigsten war! Jedenfalls viel höher als die Brennerfurche) am weitesten zurückzugreifen. Die Zentralzone ist hier eigentlich schon durchbrochen, und die Ablenkung des Inn wäre — geologisch gesprochen — in kurzer Zeit zu gewärtigen, vorausgesetzt, daß die Gebirgsbewegungen wie bisher günstig sind, oder wenigstens nicht hinderlich.

VIII. Schlußwort (Zur Methode)

Vor mir liegt Carl Sonklars „Allgemeine Orographie“; „Die Lehre von den Reliefformen der Erdoberfläche“ lautet der Untertitel. Also ist wohl damit ein Lehrbuch jener Disziplin beabsichtigt gewesen, die man später Physiogeographie, Geomorphologie, Landschaftskunde usw. genannt hat, und das im Jahr 1873. Wie jung ist doch dieser Wissenszweig! Jener trockenen Sammlung von Nomenklaturen, Einteilungen, Definitionen und Ziffern konnte man nicht ansehen, daß der Gegenstand einmal in den Mittelpunkt erdkundlichen Interesses rücken und wahrhaft homerische Kämpfe entfesseln würde.

An dieser Entwicklung waren trotz der Kürze der Zeit recht verschiedene Richtungen, Schulen und Methoden beteiligt. Die eine davon weiß ich nicht anders als die feuilletonistische zu bezeichnen. Vielleicht geschieht Peschel u. Nachfolgern damit Unrecht. In der Darstellung und Lehre ist derartiges gewiß gelegentlich am Platz. Als Forschungsmethode wird kaum ein Naturforscher es anders beurteilen. Eine zweite Richtung ist die pseudo-exakte. Ziffern allein tun es nicht, man müßte zwei Reihen davon einander zuordnen können. Oben wurde bereits betr. Physik der Erosion festgestellt, daß es noch nicht gelungen ist, derart exakte Funktionsbeziehungen festzulegen, und daher sind die reichlich gesammelten Ziffern toter Ballast geblieben. Der wirkliche Fortschritt der Morphologie lag in ganz anderer Richtung, und zwar war er stets geknüpft an die Übernahme von Grundsätzen und Methoden der Geologie.

Der erste Schritt war offenbar, die Formen der Oberfläche nicht mehr als fest gegeben anzusehen, sondern als geworden, geworden wie heute dies und das vor unseren Augen wird. Das ist die Anschauungsweise, die in der Geologie kurz das Aktualitätsprinzip heißt, ein Grundsatz, der von Geologen für Geologen aufgestellt worden ist, und zwar gerade auf jenen Gebieten und für jene Vorgänge, die (viel) später die Morphologen beansprucht haben. Es heißt doch schon K. E. A. v. Hoff's grundlegendes Werk: „Geschichte der natürlichen Veränderungen der Erdoberfläche“ (1822!). Und auf dieses Gebiet, die Erosionsvorgänge auf dem festen Lande, hat die Geologie ein gutes Recht und wird darauf unter keinen Umständen verzichten können, sie

braucht es unbedingt, im Unterricht und in der Praxis, in verschiedenen Zweigen der theoretischen und in der angewandten Geologie. Der vielen weiteren persönlichen und sachlichen Einflüsse von seiten der Geologie kann hier nicht erschöpfend gedacht werden, es sollen nur zwei besonders markante Beispiele herausgehoben werden: Eine der stärksten Anregungen neuerer Zeit kam von Penck und Brückner; von bloßer Häufung von Beobachtungsmaterial pflegen solche nicht auszugehen, so dankenswert die Sammlung auch sein mag, sondern nur von neuen Ideen; die Neuerung lag offenbar in der starken Betonung stratigraphischer Gesichtspunkte und ihrer Verbindung mit der Gestaltung der Oberfläche. Beabsichtigt oder nicht, jedenfalls hat sich durch die anschließenden Kontroversen herausgestellt, daß das Hauptproblem dieses Monumentalwerkes die Stratigraphie des Quartär ist. Eine andere starke und systematische Invasion geologischer Ideen bedeutet die Wirksamkeit der Amerikaner, wofür ein gewiß unverdächtig Zeuge W. M. Davis selbst ist. (Davis-Rühl, Die erklärende Beschreibung der Landformen, S. XV.) Das klingt etwas paradox, da gerade, wenn auch nicht so sehr der Meister, aber die Schule am heftigsten Emanzipation von der Geologie predigt. Allein es ist nicht abzusehen, worin die Neuerung von Davis' Forschungsmethode bestehen soll, wenn nicht darin, die Gestaltung der Oberfläche enger, schärfer und ausschließlicher als bis dahin gebräuchlich mit tektonischen Vorgängen zu verknüpfen. Man ziehe auch hier ein wenig die Streitschriften zu Rate! Unter seine geologischen Anfänge macht Davis allerdings einen scharfen Schlußstrich — leicht verständlich —, um sich ungeteilt der gewählten Hauptaufgabe zu widmen, und die Schüler übertreiben mißverständlich, in der stillen Hoffnung, jene Lehrzeit dank dem Meister überhaupt sparen zu können.

Die Grenzen zwischen Geologie und physischer Geographie sind hier überhaupt nicht besonders scharf — Zeuge dafür abermals Davis (l. c. S. 8), obwohl er den „historischen Charakter“ der Geologie¹⁾ dabei immer noch ungebührlich stark hervorhebt (S. 176). Dem ist entgegenzuhalten, daß die vornehmste Aufgabe der Geologie, die geologische Erforschung und

1) Der schöne Ausdruck: „Geologie als historische Wissenschaft“ stammt allerdings von geologischer Seite. Wenn man es so nimmt, wäre übrigens die Morphologie ins selbe Fach einzureihen; denn wenn man einmal zurückgeht, ist das wieweit kein prinzipieller Unterschied.

Beschreibung eines Stückes Erde, so rein topographisch bestimmt ist wie nur irgendeine. Solche Monographien sind sicher mehr als die Hälfte des Raumes aller geologischen Literatur und, weil Grundlage alles andern, der wichtigste Teil. Die Methode der Geologie besteht allerdings darin, die Wandlungen jedes einzelnen Elementes weitmöglichst in die Vergangenheit zurückzuverfolgen, und das Ergebnis wird dann nicht ohne Vorteil gewissermaßen historisch dargestellt. Wesentlich ist diese Darstellungsform nicht, und Monographien, die wenig oder gar nichts über den geschichtlichen Verlauf sagen, oder, wie in manchen Schiefergebieten, auch nicht herausgebracht haben, sind nichtsdestoweniger gut geologisch. Der Kernpunkt ist eben stets die graphische Darstellung: die Karte, die Profile usw., und zwar die des heutigen Zustandes, was doch im strengen Sinne des Wortes „geographisch“, erdbeschreibend genannt werden muß. Darin sind auch die Erscheinungen der Oberfläche mit inbegriffen, wie man heute auch streng darauf hält, unter der geologischen Detailaufnahme das volle Terrain mitzudrucken. Freilich — die alten Geologen haben dieses Kapitel ganz vernachlässigt und auch heute haben es viele bei diesem traditionell letzten Kapitel zu eilig, ganz zu Ende zu kommen. Dieser Übelstand wird sich leicht beheben lassen, sobald die Aufmerksamkeit darauf gelenkt ist; denn der Aufnahmegeologe erwirbt ohnedies — nolens, volens — eine fühlbare Kenntnis der Reliefformen wie kein anderer. „Aber“ — tönt's unisono — „die Methode, welche die Geologen dabei anwenden, ist rückständig.“

Zugegeben, daß die gebräuchliche Behandlungsweise dieser Erscheinungsgruppe bei den Geologen ziemlich altväterisch und vielleicht noch allzunahe bei Lyell stehen geblieben ist. Veraltet ist dieser Standpunkt noch nicht und vielleicht steht er der Natur näher als mancher moderne. Man nehme einen Jüngling aus dem Hörsaal und stelle ihn probeweise als Experten vor ein brutales Oberflächengebilde (etwas ganz einfaches, ein Rutschterrain z. B.). Da wird es sicher gut sein, wenn er sich noch der Einführungsvorlesung über allgemeine Geologie erinnert, Kenntnis der modernsten Morphologie wird ihm aber wenig nützen, und hätte er auch aus Davis-Braun-Österreich sämtliche Beispiele „durchaus studiert mit heißem Bemühn“. Stets war es der Geologe, den man in solchen Fällen zu Rate gezogen hat und nicht der Geograph, Morphologe oder andere, und es wird auch so

bleiben; denn verantwortliche Beurteilung der Vorgänge an der Oberfläche setzt stets Erkundung des Untergrundes voraus, also selbständige geologische Arbeit. Und wer die leistet, ist eben als Geologe zu bezeichnen, ebenso wie Schuster derjenige, der die Schuhe macht.

Man wird einwenden, daß das nicht hiehergehört und daß die Möglichkeit, als Gutachter Geld zu verdienen, nichts mit der Methode der Wissenschaft zu tun hat. Unrichtig! Gerade obiges drastisches Beispiel enthüllt den grundsätzlichen Unterschied zweier Standpunkte: ob man die Naturgegenstände daraufhin ansieht, wie man mit ihnen hantieren, wie man sie beherrschen, oder nur darauf, wie man von ihnen reden könnte. Schon die — wenn auch ferne — Möglichkeit, einmal handelnd eingreifen zu sollen, erzeugt ein ganz bestimmtes Verhältnis zu den Dingen. Es ist ganz selbstverständlich, daß man aus einer gründlichen geologischen Detailaufnahme alle Daten herauslesen kann, die der Techniker braucht, mindestens für den ersten Entwurf. Die Art der Darstellung dagegen, ja selbst die Disposition einer solchen geologischen Lokalmonographie ist ziemlich allgemein die gleiche, manchmal hat sich ein Geologe veranlaßt gefühlt, im einzelnen von der Tradition abzuweichen, keiner aber noch, über diesen Punkt besonders zu schreiben. Auf der andern Seite wird niemand leugnen können, daß z. B. Davis gerade darauf das Hauptgewicht legt (Titel „erklärende Beschreibung“ und Raum, den er dem Vortrag widmet), und daß die gute Hälfte aller morphologischen Literatur dem Streit um die Methode gewidmet ist, und zwar, genau besehen, mehr die der Darstellung als die der Forschung. Wirklich rein deduktiv arbeitet ja kein Naturforscher, selbst der Mathematiker beginnt probierend, induktiv!¹⁾ Umgekehrt ist niemand so geduldig, nicht schon während der Sammlung des Tatsachenmaterials einige probeweise Deduktionen sich zu gestatten. Letzteres ist sogar notwendig, da ohne solche Antizipationen eine zweckmäßige Leitung der Beobachtungen kaum möglich ist. Wirklich rein kann die Methode erst im letzten Stadium, in der Darstellung der Ergebnisse zum Ausdruck kommen.

Eine kleine Abschweifung: Mit der Forschung hat das Didaktische von vornherein eigentlich nichts zu tun. Aber zu dem Erfolg von Davis hat es sicher am meisten bei-

1) Vgl. Mach, E., Wärmelehre, 2. Aufl., 1900, S. 447 ff.

getragen. Sehr zu Unrecht! Auf welchen Hörerkreis wird dabei eigentlich gerechnet? Die Lehrer der mittleren Schulen? Meines Wissens ist die Zyklen-theorie u. dgl. nirgends im Lehrplan und ist auch wenig Aussicht, daß sie auf dieser Stufe je die elementaren Betrachtungsweisen verdrängen würde. Die Kartographen? Gott behüte uns vor morphologisch gebildeten Mappauren! Man verbietet doch auch den Bankbeamten, auf eigene Faust zu spekulieren. Bleibt der engere akademische Nachwuchs. Die wirklich originellen Köpfe werden durch den Nürnberger Trichter geschädigt werden; die andern haben allerdings damit eine Sprache gewonnen, die „für sie denkt und dichtet“ (wenn auch nicht gerade sehr wohlklingend). Aber wer nichts Eigens zu sagen hat, täte sicher besser, überhaupt zu schweigen. Meines Dafürhaltens ist die geradezu unheimliche pädagogische Geschicklichkeit eher ein Argument gegen als für Davis.

„Es trägt Verstand und rechter Sinn
Mit wenig Kunst sich selber vor.“

Ich hoffe, daß man obige Ausführungen nicht mißverständlich als eines jener Zunft- und Berechtigungsgezänke auffaßt, wie sie Gevatter Schneider und Handschuhmacher besser anstehen als der Wissenschaft. Es handelt sich nicht um die Person, die ihre Kenntnisse da oder dorthin haben mag und sich in jenes Zunftregister einschreiben, das ihr gefällt, sondern um die rein sachliche Forderung, daß, wer ein Stück Erde „erklärend beschreiben“ will, beides verstehen, kennen und berücksichtigen soll; Inneres und Äußeres, Kern und Schale, Geologie und Morphologie. Beispielsweise hat ja auch die Medizin— bei uns wenigstens — immer daran festgehalten, daß sie es mit dem ganzen Menschen zu tun hat, nicht mit Haut oder Zähnen, Ohren, Augen. Und somit auch von jedem werdenden Spezialisten die Kenntnis *universae medicinae* verlangt. Will jemand demgegenüber den Standpunkt des „American dentist“ als Fortschritt bezeichnen?

Wir sehen also den wahren Fortschritt des Wissenszweiges, der sich mit den Formen des festen Landes befaßt, trotz mancher von sehr beachtenswerter Seite geäußerter Bedenken¹⁾ in einer

1) Aus gelegentlichen Bemerkungen ist zu erkennen, daß die Bedenken der namhafteren Geographen sich weniger gegen die ernsthafte Geologie richten als gegen eine gewisse Literatur zweiter Hand, der wir Geologen meist bis zur Ahnungslosigkeit unschuldig gegenüberstehen. Unnötig zu sagen, daß ich nicht

engen Verbindung mit der Geologie, in systematischem Austausch von Beobachtungen, Gedanken und Ergebnissen, und nicht in der von manchen betriebenen Trennung in Methode und in Person. Das Gebiet der Morphologie ist zu eng, um als isolierter Wissenszweig gedeihen zu können — Beweis dessen, daß gerade die neueste Richtung schon bedenklich scholastisch anmutet —, und sie ist zu stark und ausschließlich von der Geologie abhängig. Es ist z. B. nicht abzusehen, wie ein Morphologe etwas Nützliches über die Alpen arbeiten könnte, wenn er sich nicht auf ein selbst-erarbeitetes Urteil über die Theorien der Tektonik stützen kann. Der Geologie erwächst derart mit der Ehre der Gebietserweiterung und mancher Anregung¹⁾ auch eine beträchtliche Belastung. Doch ist hier der Nutzen einer Hemmung des Gedankenfluges manchmal auch nicht zu unterschätzen, und die Notwendigkeit, an die gleichzeitige Umgestaltung der Oberfläche zu denken, bindet fest an das Aktualitätsprinzip (vgl. Kap. VII), damit auch an den Boden der Wirklichkeit. Damit soll gegen die Nützlichkeit und Zulässigkeit selbständiger, rein morphologischer Arbeiten gar nichts gesagt werden; im Gegenteil, die Prozesse, welche die Oberfläche des festen Landes umgestalten, sind gesonderter Untersuchung so würdig, wie irgendein anderer Vorgang auf der Erde. Nur soll die Fühlung mit der großen Einheit allen geologischen Geschehens dabei nicht außer acht gelassen werden. Gewiß, ohne Spezialisierung wäre Fortschritt in der Naturwissenschaft nicht

eine lehrhafte Paraphrasierung der geologischen Karten oder ähnliches empfehlen will. Ich würde nicht einmal so weit gehen wie Hettner, der die permokarbone Verebnung als 1. Zyklus der deutschen Mittelgebirge einzuführen für nötig achtet. Nicht wegen des absoluten Alters; in den Ost-Zentralalpen hätte der Morpholog z. B. die Brettsteinzüge, Tracén von etwa algonkischen Falten, zu erwähnen, da diesen auf sehr lange Strecken heutige (und tertiäre) Haupt-tiefenlinien parallel gehen und somit bezeugen, daß die gleichen Bewegungstendenzen posthum vielfach auch noch die jüngsten Umgestaltungen der Oberfläche beherrscht haben; dagegen kann er dort die Gosautransgression übergehen, da sie keine Spur im Relief der Landschaft hinterlassen hat.

1) Abendanons Großfaltentheorie ist eingeständenermaßen auf einer Penepplain gewachsen. Wie hoch man den absoluten Gewinn hier anschlagen mag, sicher hellt dieser Zusammenhang das Wesen beider Theorien auf: hohe Verallgemeinerung, aber starke Vergrößerung. In großen Zügen umrissenes Bild, gut brauchbar, wo wie in exotischen Erdteilen oder in ferneren geologischen Zeiten Einzelheiten fehlen. Man vergleiche zur Gegenprobe seine Darstellung der Alpen.

möglich; nicht weil der Gegenstand es verlangt, die unendliche Mannigfaltigkeit der Natur kennt keine Grenzen, Schranken und Fächer, sondern weil Kraft und Zeit des Forschers beschränkt sind. Um so nötiger ist die Zusammenfassung der sich zersplitternden Erkenntnis, und darum sollte man nicht leichtfertig ein Band zerschneiden, das zwischen verschiedenen Wissenszweigen noch besteht, wie jenen, deren Gegenstand ist das Wechseln und Wandeln, das Werden und Vergehen im Antlitz der Erde.

Abgeschlossen Februar 1922

Inhaltsangabe

	Seite
I. Einleitung (Gegenstand, Material)	3
II. Geologische Vorbemerkungen	5—16
1. Geologische Literatur und Karten	5
2. Die Gesteine und ihr Einfluß auf die Oberflächengestaltung	6
3. Der Gebirgsbau	8
4. Tektonisches Relief und Uroberfläche	12
III. Gliederung der Landschaft	17—62
Einleitung	17
1. Die Gegend von Primör	17
2. Die Mulde von Tesino-Lamon	30
3. Das Becken von Borgo	38
4. Die Synklinale Asiago—Primolano—Feltre	41
5. Der Alpenrand	54
IV. Quantitative Analyse	63—94
1. Die heutigen Gerinne und die Schotterflur der Niederterrasse	63
2. Charakteristik der alten Landoberflächen	72
3. Die tektonische Umgestaltung der Oberfläche (mit Tabelle)	83
4. Versuch einer ziffernmäßigen Schätzung der Erosion	90
V. Die Formengruppen nach ihrer Entstehung	94—107
1. Normale Erosion	94
2. Vergletscherung	97
3. Verkarstung	105
VI. Die Geschichte der Landschaft	107—118
(Vorgeschichte; die 4 Zyklen)	107
VII. Allgemeines	118—132
VIII. Schlußwort (Zur Methode)	132—138

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin W 35

Der Bau der Erde von Professor Dr. L. Kober. Mit Textfiguren und Tafeln. Gebunden 12,9

Bau und Entstehung der Alpen von Professor Dr. L. Kober. Mit 102 Textfiguren und 2 Tafeln. Unter der Presse

Die Grundlagen der alpinen Tektonik von Professor Dr. F. Heritsch. Mit 33 Textfiguren. Unter der Presse

Sammlung geologischer Führer:

Band X. **Alpen.** I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin von Professor Dr. A. Rothpletz. Mit 81 Textfig. Geb. 3,15

Band XI. **Das Berner Oberland und Nachbargebiete** von Professor Dr. A. Baltzer. Gebunden 9,9

Band XIII. **Das inneralpine Becken der nächsten Umgebung von Wien** von Dr. F. X. Schaffer. 2 Teile. Mit 11 Textfiguren und vielen Tafeln. Gebunden 6,3

Band XXII. **Westtiroler Zentralalpen** von Oberbergtrat Dr. Wilhelm Hammer. Mit 25 Textfiguren. Gebunden 3

Band IX. **Oberitalien.** I. Das Gebirge der oberitalienischen Seen von Professor Dr. A. Tornquist. Mit 30 Abb. Geb. 4,35

Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. Vorträge von Professor Dr. K. Andree, Direktor des Geologisch-palaeontologischen Institutes an der Universität Königsberg i. Pr. Mit 18 Textabbildungen. Geheftet 3,3

Grundzüge der geologischen Formations- und Gebirgskunde von Professor Dr. A. Tornquist. Mit zahlreichen Textabbildungen. Gebunden 9,9

Die obigen Preisziffern sind die Grundzahlen, die durch Multiplikation mit der jeweils gültigen Schlüsselzahl — Mitte März 1923: 2000 — die Verkaufspreise ergeben. Grundzahlen für gebundene Exemplare sind freibleibend. Für das Ausland erhöht sich der Preis um den vorgeschriebenen Valutazuschlag.

Ausführliche Verlagsverzeichnisse kostenfrei

Abteilung I. Nördliche Kalkalpen

Erschienen:

1. Fr. Levy, **Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete.** Mit 17 Textabbildungen. 1920. Geheftet 7,2

2. Fr. Levy, **Quartäre Formenentwicklung der Schlierseer Berge und ihrer Nachbarschaft.** Mit 4 Tafeln und 3 Abbildungen. 1922. Geheftet 7,2

3. Fr. Levy, **Quartärstudien in den Chiemgauer Bergen.** Mit 2 Tafeln. 1922. Geheftet 3,6

4. Fr. Machatschek (Prag), **Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen.** 1922. Geheftet 15

In Vorbereitung:

5. L. Koegel (Innsbruck), **Beziehungen zwischen hochalpiner Formenentwicklung und Pflanzendecke,** untersucht am Beispiele der Ammergauer Berge nebst Nachbargebieten. Unter der Presse

E. Fels (München), **Die Kare des Karwendelgebirges.** Beiträge zur Frage der Karbildung.

J. Stiny, **Die Gesäuseberge.** Beiträge zur Kenntnis der Formen ihrer Täler und Höhen.

Fr. Leyden, **Vorquartäre Formenentwicklung der Kalkalpen zwischen Lech und Saalach.**

Abteilung II. Zentralalpen

Erschienen:

1. Nik. Creutzburg, **Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet.** Mit 7 Tafeln. 1921. Geheftet 6

2. H. Waldbaur, **Hängetäler im Oberengadin und Bergell.** Mit 6 Textabbildungen. 1923. Geheftet 7,2

In Vorbereitung:

3. B. Rinaldini, **Die Kitzbüheler Alpen.** Unter der Presse

Abteilung III. Südalpen

Erschienen:

1. R. von Klebelsberg (Innsbruck), **Zur Morphologie der Lessinischen Alpen.** Mit 1 Karte. 1921. Geheftet 3

In Vorbereitung:

2. R. Schwinner (Graz), **Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes (SO-Tirol).** Unter der Presse

Abteilung IV. Östliche Randgebiete

In Vorbereitung:

J. Sölich (Innsbruck), **Die vorzeitliche Formenbildung des Steirischen Randgebirges und seiner Nachbarschaft.**

Die obigen Preise sind die Grundzahlen, die mit der jeweils gültigen Schlüsselzahl (Anfang Mai 1923: 2500) zu multiplizieren sind, wodurch sich die Verkaufspreise ergeben. Grundzahlen für gebundene Exemplare sind freibleibend. — Für das Ausland tritt der vorgeschriebene Valutazuschlag hinzu.

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin W 35

Geologische Rundschau, Zeitschrift für allgemeine Geologie, herausgegeben von der Geologischen Vereinigung unter der Schriftleitung von **G. Steinmann, O. Wilckens, H. Cloos.** Band XIII. Bandpreis Grundzahl 12

Aus dem Inhalt der letzten Hefte:

- G. Steinmann**, Über die junge Hebung der Kordillere Südamerikas. Mit 1 Textfigur.
- F. v. Wolf**, Die Prinzipien einer quantitativen Klassifikation der Eruptivgesteine, insbesondere der jungen Ergußgesteine. Mit 1 Textfigur.
- Fr. Leyden**, Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. Mit 4 Textfiguren und 1 Tafel.
- J. Moscheles**, Über Eckfluren und andere Probleme der Talbildung. Mit 2 Textfiguren.
- Richard A. Sonder**, Die erdgeschichtlichen Diastrophismen im Lichte der Kontraktionslehre. Mit 1 Tafel und einer Textfigur.

Ferner: Geologischer Unterricht und Zeitschriftenschau.

Zeitschrift für Gletscherkunde, für Eiszeitforschung und Geschichte des Klimas. Unter Mitwirkung hervorragender Fachgenossen herausgegeben von **Professor Dr. Ed. Brückner**.

Die Zeitschrift erscheint in zwanglosen Heften; 4—5 solcher Hefte bilden einen Band von etwa 20 Druckbogen. Die Bände I—XII liegen abgeschlossen vor. Bandpreis Grundzahl 16

Aus dem Inhalt der letzten Hefte:

- W. Köppen**, Das System in den Bodenbewegungen und Klimawechseln des Quartärs im Ostseebecken.
- E. Brückner**, Änderungen der geographischen Breiten und des Klimas in geologischer Zeit.
- S. Finsterwalder**, Der Schlegeisgrund im Zillertal in Tirol. Hierzu 1 Tafel.
- A. Aigner**, Zur eiszeitlichen Vergletscherung der Gurktaler Alpen.
- V. Paschinger**, Die Eiszeit ein meteorologischer Zyklus.

Ausführliche Verlagsverzeichnisse kostenfrei

Geologische Bundesanstalt
BIBLIOTHEK

21.590, 8^o-Per

3

2

Jam. D. Hammer
angest. i. Ver.

Formenstudien

herausgegeben von

Dr. Friedrich Leyden

Abteilung 3 Heft 2

**Die Oberflächengestaltung
des östlichen Suganer Gebietes
(SO-Tirol)**

von

Robert Schwinner
Graz

Mit 1 Abbildung und 2 Tafeln.

Berlin

Verlag von Gebrüder Borntraeger

W 35 Schöneberger Ufer 12a

1923