

Ostalpine Formenstudien

herausgegeben von
Dr. Friedrich Levy
Abteilung I Heft 1

Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete

von,

Dr. Friedrich Levy

Mit 17 Textabbildungen

Berlin
Verlag von Gebrüder Borntraeger
W35 Schöneberger Ufer 12 a
1920

Ostalpine Formenstudien

herausgegeben von
Dr. Friedrich Levy

Abteilung I Heft 1

Diluviale Talgeschichte des Werdenfelser Landes und seiner Nachbargebiete

von

Dr. Friedrich Levy

Mit 17 Textabbildungen

Berlin

Verlag von Gebrüder Borntraeger

W 35 Schöneberger Ufer 12 a

1920

Alle Rechte vorbehalten

Buchdruckerei des Waisenhauses in Halle a. d. S.

Vorwort

Als ich im Sommer 1913 anlässlich eines längeren Genesungsaufenthaltes in Partenkirchen Tag für Tag die prachtvolle Rundsicht dieses vielbesuchten Mittelpunktes der bayerischen Alpen vor Augen hatte und bei der vorübergehenden körperlichen Unfähigkeit zu irgendwelchen Wanderungen den starken Eindruck des unendlich mannigfaltigen Landschaftsbildes in immer verstärktem Maße auf mich wirken ließ, da wurde mir klar, daß die bisherigen Kenntnisse vom Aufbau und Werdegang dieser Gegend keineswegs ausreichten, eine auch nur annähernde Möglichkeit zur Erklärung und zum Verständnis der reichen Fülle der vorhandenen Formen und Bilder zu bieten.

Die Aufgabe war außerordentlich verlockend: galt es doch, neue Wege der Forschung zu betreten, welche über die übliche Berücksichtigung der stratigraphischen und tektonischen Grundlagen und die letzte Formengestaltung durch und anschließend an die Eiszeit hinauszugehen hatten.

Es kam dann auch zu ausgedehnten Begehungen, der gewonnene Stoff wuchs zu beträchtlichem Umfange an, und es bestand die Hoffnung, in absehbarer Zeit wenigstens für einen Teil des bayerisch-tirolischen Gebirges den mannigfaltigen Formenschatz in ausführlicher Darstellung befriedigend erklären zu können.

Der Ausbruch des Krieges erfolgte, ehe in räumlicher Beziehung ein derartiges scharf umgrenztes Ziel erreicht war, daß an eine Veröffentlichung zu denken gewesen wäre. Bei der in so vieler Hinsicht neuartigen Fragestellung erschien es untunlich, zunächst mit einzelnen Bruchstücken hervortreten.

Durch den Kriegsdienst abermals körperlich beeinträchtigt, bin ich auch nach Friedensschluß noch nicht imstande, das Begonnene im ursprünglichen Umfange fortzusetzen. Andererseits erscheint es nicht angebracht, solche Ergebnisse, welche durch-

aus auf dem Boden der bisherigen Forschungsweise stehen, unnötig lange zurückzuhalten.

Es werden, daher die Ergebnisse meiner Untersuchungen in sowohl räumlich wie sachlich scharfer Begrenzung vorgelegt: sie beziehen sich ausschließlich auf die Entwicklung des Talnetzes seit der Präglazialzeit, und zwar nur für das Werdenfeller Land und seine Nachbargebiete bis zur Außerfern, zum Ammergau, Isarwinkel und zu der Gegend von Tölz.

Bei der nachfolgenden Darstellung ist deshalb immer zu berücksichtigen, daß sie nur einen Ausschnitt aus einem wesentlich größeren Ganzen darstellt. So kommt es, daß mitunter naheliegende Schlußfolgerungen nicht gezogen sind, sobald sie nämlich über die Präglazialzeit hinaus zu früheren talgeschichtlichen Entwicklungsstufen führen würden. Andererseits war es nicht immer möglich, Andeutungen weitergehender Zusammenhänge zu vermeiden, sobald erst aus solchen ein Verständnis für die präglazialen und glazialen Verhältnisse in dem behandelten Gebiete möglich wird.

Die erforderlichen Begehungen erfolgten in den Jahren 1913 und 1914. Nachprüfungen und Ergänzungen untergeordneter Natur fanden im Frühsommer und Herbst 1919 statt.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, meinen Freunden Dr. F e l s, Dr. K o e g e l, Dr. M a u l l und S t a d e l m a n n für mannigfache Unterstützung und Anregung teils auf gemeinsamer Wanderung, teils in eingehender, wiederholter Besprechung der gewonnenen Ergebnisse auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank auszusprechen.

Ebenso möchte ich Herrn Geheimrat P e n c k für die rückhaltlosen und anregenden Besprechungen und Begehungen in und bei Mittenwald im Herbst 1919 meine aufrichtige Erkenntlichkeit ausdrücken.

F. L.

I. Einleitung

a) Lage und Begrenzung des darzustellenden Gebietes

Unter dem Werdenfelser Land ist der Bereich der ehemaligen bischöflich freisingischen Grafschaft dieses Namens im Talgebiet der oberen Isar und Loisach innerhalb des oberbayerischen Alpengebirges zu verstehen. Die Grenzen dieser Grafschaft verliefen nach Maull (55, S. 84 f.)¹⁾ von Griesen an der Loisach über den Hochkamm der Kramergruppe ostwärts, kreuzten das Loisachquertal unterhalb Farchant, folgten hierauf dem Hochkamm der Krottenkopfgruppe nach Obernach und dann, unter Ausschluß des Walchensees, den Isarbergen bis Vorderriß und fielen von der Riß an über die Scharnitzer Klause und den Hochkamm des Wettersteingebirges bis Griesen mit der jetzigen Grenze zwischen Bayern und Tirol zusammen. Im Mittelpunkt dieses Gebietes liegt der sonnige Talkessel von Garmisch und Partenkirchen.

Orographisch stellt dieses Gebiet einen Sammelpunkt durchgreifender Tiefenlinien dar, welche das gesamte Gebirge in einschneidender Weise gliedern. Die wichtigste unter denselben ist die breite Längstalflucht, welche zwischen Garmisch—Partenkirchen und Mittenwald das Wettersteingebirge von der Krottenkopfgruppe trennt und sich nach Westen über den Plansee bis in die Nachbarschaft des Lechtales, nach Osten über die Jachenau bis jenseits der Isar in die Gegend der Tegernseer Berge verfolgen läßt. Diese Längstalflucht wird gequert von einer nicht minder wichtigen und großenteils ebenfalls sehr breiten Quertallinie, welche vom Seefelder Passe über das obere Isartal zum Walchensee verläuft und jenseits des niedrigen Kesselbergpasses das Alpen-

1) Die eingeklammerten Zahlen hinter den Autoren beziehen sich auf die Nachweise des Literaturverzeichnisses am Ende dieser Arbeit.

vorland erreicht. Eine zweite solche Quertallinie, welche durch einen eigenartig gewundenen Verlauf ausgezeichnet ist, zieht sich im Westen vom Inntal über den Fernpaß und das Hinterthorental zum Lechtal und verschmilzt mit dem westlichen Ende der großen Längstalfucht.

Auch die zwischen diese großen Haupttalzüge eingeschlossenen Teile des Gebirges sind wieder von breiten und tiefen Längs- und Quertälern geringerer Größenordnung in zahlreiche kleinere Gruppen aufgelöst, deren Haupteigenschaft die durch eben diese Tiefenlinien bedingte scharfe orographische Selbständigkeit ist. Die Täler dagegen stehen größtenteils in engster Beziehung zueinander und sind in den meisten Fällen nur durch ganz unbedeutende Talwasserscheiden voneinander getrennt.

Diese das ganze Gebirge durchsetzenden Tiefenlinien waren während des Diluviums die großen Einfallstore, durch welche die ungeheuren Eismassen der zentralalpiner Vergletscherung ihren Weg quer durch die Kalkalpenzone bis weit ins Alpenvorland hinaus fanden. Weiter westlich wurde dies durch die geschlossenen Massive der Lechtaler Alpen verhindert, und in gleicher Weise wirkte im Osten das Karwendelgebirge. Nur gering waren die Eismassen, welche den schmalen Durchlaß des Achensees querten, und die Gletscher, welche im Bereiche des heutigen Tegernsees und Schliersees das Alpenvorland erreichten, waren im wesentlichen von örtlichen Firngebietern der Kalkalpenzone gespeist und blieben außerdem auch an Bedeutung weit hinter ihren westlichen Nachbarn zurück.

In durchaus einheitlicher Weise muß das ganze Werdenfelser Land und seine Nachbargebiete bis zur Außerfern bei Reutte im Westen und bis zur Gegend von Tölz im Osten als Bereich des eiszeitlichen Inngletschers gelten, dessen Eismasse, mit solchen kalkalpiner Herkunft vermengt, alle die zahlreichen Tiefenlinien des Gebietes erfüllte und durch die verhältnismäßig wenigen Auslässe des Gebirgsrandes als Isar-, Loisach- und Ammergletscher das Vorland erreichte sowie ferner durch das Hinterthorental sich mit dem unteren Lechgletscher vereinigte. Die vorhandenen Tiefenlinien haben dem Eise den Weg gewiesen, sie waren vor dem Eiszeitalter schon vorhanden und sind durch dessen Einwirkungen erst umgestaltet worden. Den Werdegang dieser Umgestaltungen aufzuhellen und den präglazialen

Zustand begrifflich wiederherzustellen, ist der Zweck der nachfolgenden Ausführungen.

Die Grenzen des zu untersuchenden Gebietes sind demgemäß im Norden durch das Alpenvorland, im Süden durch das Inntal, im Westen durch den Talzug Gurgltal—Fernpaß—Hinterthorental—Lechtalausgang bei Reutte und im Osten durch den Seefelder Paß und weiter durch das Isartal von Scharnitz über Wallgau und Fall bis nach Tölz gegeben. Innerhalb dieser Grenzen kommt nur der Entwicklungsgang der Haupttalzüge in Betracht, alle anderen Fragen wie Kare, Hochflächen, Karsterscheinungen usw. bleiben außer Berücksichtigung. Die Formengeschichte der von den einzelnen Talzügen eingeschlossenen Gebirgsgruppen ist eine Frage für sich und liegt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit.

b) Geologischer Aufbau

Wenn auch, wie eben betont, die präglazialen Alpen bereits tief zertalt und durch breite Tiefenlinien mannigfaltig gegliedert waren, so daß die Frage nach der Bedeutung des geologischen Aufbaues für die Talgeschichte eigentlich der Hauptsache nach Verhältnisse betrifft, welche erheblich älter sind als die Präglazialzeit, so ist doch auch noch der diluviale, ja selbst der postglaziale Entwicklungsgang in vielen Fällen durch den Aufbau des Gebirges in entscheidender Weise beeinflußt worden. Freilich kann es sich hierbei nicht um tektonische Vorgänge handeln, wie sie vielleicht die ersten Anfänge der Herausbildung des heutigen Talnetzes beeinflußt haben könnten. Wohl aber ist es die Verbreitung und Verteilung weicher und harter Gesteine, durchlässiger und undurchlässiger Schichten, das Vorkommen von Zerrüttungszonen und Reibungsbrekzien, die tektonisch bedingte Neigung der Schichtflächen u. dgl. m., welche nicht nur für die Abtragung im allgemeinen und im Zusammenhange damit für die Herausbildung der eigentlichen Gebirgsformen, sondern auch für die Arbeit des fließenden Wassers wie des Gletschereises neben den allgemeinen Abdachungs- und Gefällsverhältnissen richtung-, ja oft ausschlaggebend sind. *Ampferer* (16) hat diese Verhältnisse für die Lechtaler Alpen sehr anschaulich dargestellt. Die Tektonik ist hier nur insoweit wesentlich, als durch sie die Verbreitung der einzelnen petrographischen Elemente bedingt ist.

Für den weitaus größten Teil des fraglichen Gebietes liegen neue geologische Einzeluntersuchungen vor, für den bayerischen Anteil im Maßstabe 1: 25 000, für den österreichischen im Maßstabe 1: 75 000. Im Mittelpunkte steht die prächtige Doppelkarte des Wettersteingebirges von R e i s und P f a ß f (66), aber auch für das Gebiet des Kochel- und Walchensees haben die genauen Aufnahmen von K n a u e r (49 und 50) zuverlässige Unterlagen geschaffen. Dazwischen klaffen allerdings noch erhebliche Lücken. Die Krötenkopfgruppe befindet sich ebenfalls seitens des Herrn Dr. K n a u e r in Neubearbeitung, das Kramergebiet und die Kreuzspitz-Frieder-Geierkopfgruppe wird durch Herrn Dr. W o l f neu kartiert; beide Herren haben mir teils Einsicht in ihre handschriftlichen Neuaufnahmen gewährt, teils Einzelheiten aus dem Schatze ihrer Beobachtungen und Erfahrungen mitgeteilt, wofür ihnen auch an dieser Stelle der Dank ausgesprochen sei.

Die alten Übersichtsaufnahmen von G ü m b e l (38) — deren nicht hoch genug einzuschätzende Bedeutung damit gewiß nicht herabgesetzt werden soll — genügen den heutigen Anforderungen ebensowenig wie die recht ungenügende geologische Karte der Kramergruppe von H e i m b a c h (44). B ö s e s Darstellung der Schwangauer Berge (21) ist in der Auffassung vom Kräfte-spiel der Gebirgsbildung heute überholt, aber in der rein tatsächlichen Feststellung der Schichtverbreitungen im allgemeinen ganz zuverlässig. Ähnliches gilt auch von S ö h l e s Darstellung des Ammer- und Labergebirges (80 und 81).

Die Gesetzmäßigkeiten im Aufbau der bayerischen Berge hat vor kurzem F. F. H a h n großzügig zusammenzufassen versucht (40—42).

Für die vorliegende Untersuchung genügt der Hinweis auf den wiederholten Wechsel in bunter Mannigfaltigkeit entwickelter überwiegend kalkiger Zonen mit breiten Streifen eintöniger Dolomitgebiete. In den ersteren ist ganz besonders der Wettersteinkalk für die Formgebung von ausschlaggebender Bedeutung, ihm gehören die eindrucksvollen Hochstöcke des Wetterstein-, Mieminger- und Karwendelgebirges an, aus ihm ist die kühne Gruppe des Säulings aufgebaut, und der unruhigen Formenwelt des Ammergebirges verleiht er gewissermaßen das Rückgrat, ihm dankt auch die Benediktenwand ihre weitragende Vorpostenstellung. Die liegenden wie die hangenden Schichten des

Wettersteinkalkes bis zum Muschelkalk nach unten und zum Cenoman nach oben sind, vom Hauptdolomit abgesehen, nirgends flächenhaft oder in solcher Ausdehnung entwickelt, daß sie für den Formenschatz des Gebietes andere als rein örtliche Bedeutung besäßen.

Im Gegensatz zu den durchweg schroffen Formen des besonders widerständigen Wettersteinkalkes steht das mürbe Trümmergebiet der breiten Hauptdolomitzonen, wie sie im Planseegebirge, in den Bergen zwischen den Längstälern der Ammer und Loisach, in der Krottenkopfguppe und im Karwendelvorgebirge samt der Jachenau sowie in der Umgebung des Seefelder Passes besonders entwickelt sind. Für die Formenentwicklung verhalten sie sich ähnlich wie die Flyschzone des Alpenrandes: die unterschrittenen Hänge sind aufgelöst in zahllose Trümmerfelder, ungeheure Schutthalden umsäumen den Fuß der Berge, das ganze Gebirge erweckt, wie ein treffender älterer Vergleich lautet, den Eindruck des Ruinenartigen. Die Gewässer haben bei ihrer zerstörenden Arbeit verhältnismäßig leichtes Spiel, und in sehr weitgehendem Maße sind hier die älteren Formen verwischt und unter dem Einflusse der Verhältnisse der Gegenwart undeutlicher geworden.

Für die Untersuchung an Ort und Stelle können solche allgemeinen Grundbegriffe natürlich nicht genügen. Hier ist genaueste Kenntnis der einschlägigen geologischen Verhältnisse, sei es an Hand der vorhandenen neuen Aufnahmen, sei es auch durch eigene Beobachtung; durchaus vonnöten. Nur so ist es möglich, allen örtlichen Verhältnissen gerecht zu werden. Es erscheint aber zweckmäßig, bei der vorliegenden Untersuchung hierauf nur im Einzelfalle zurückzukommen und nicht durch allzu weitgehendes Eingehen auf die geologischen Verhältnisse die der geographischen Arbeitsweise gezogenen Grenzen allzu sehr zu überschreiten. Daß indessen allzu mangelhafte Berücksichtigung der geologischen Voraussetzungen verhängnisvoll werden kann, ist durch die vielen unhaltbaren Ansichten von Müller (56) in seiner jüngst erschienenen Arbeit über die Lechtaler und Allgäuer Alpen neuerdings erwiesen worden.

Auf die Quartärbildungen des untersuchten Gebietes soll hier noch nicht eingegangen werden, da sie auf den weitaus meisten der bisherigen Karten durchaus mangelhaft dargestellt sind und ihre Klarstellung zu den Hauptfragestellungen dieser Arbeit gehört.

c) Talentwicklung und Entwässerung

Das hier zu behandelnde Gebiet gehört vier innerhalb des Gebirges selbständigen Flußgebieten an: demjenigen des Lechs, der Ammer, der Loisach, endlich der Isar, wozu als fünftes das Gebiet des Inns kommt, zu welchem aber nur ein verschwindend kleiner Teil des Gebietes entwässert.

Die Talentwicklung ist jedoch von den Flußgebieten ziemlich unabhängig. Aus älterer Zeit übernommene Züge im Bilde der Landschaft sind während des Eiszeitalters zu dem heutigen Zustande fortentwickelt worden, dessen bezeichnendstes Merkmal die weitgehende Durchgängigkeit des ganzen Gebietes ist. Schon zur Römerzeit waren hier wichtige Verkehrswege ausgebaut, von denen einer von Veldidena (Wilten-Innsbruck) über den Fernpaß nach Cambodunum (Kempten), ein anderer vom gleichen Ausgangsort über Partanum (Partenkirchen) nach Augusta Rauracorum (Augsburg) führte.

Zwischen den weit über 2000 m aufragenden Hochgebirgsgruppen der Heiterwand, des Wetterstein-Miemingergebirges und des Karwendelgebirges führen zwei tiefe Einsattelungen aus dem Innale nach Norden. Die westliche folgt dem Tale des Gurglbaches zum Fernpasse, die östliche wird durch den steil nach Süden zum Innale abfallenden Paß von Seefeld bezeichnet.

Das Gurgltal mündet oberhalb des Riegels von Karres gleichsollig mit aufgeschüttetem Talboden in das Innal und steigt in eigenartig gewundenem Verlaufe allmählich nach Norden an. Noch Nassereith, etwa 18 km taleinwärts gelegen, liegt kaum 130 m höher als der Inn bei Karres, nämlich in rund 850 m Meereshöhe. Dann folgt ein steilerer Anstieg, und nach weiteren 6 km ist in etwas über 1200 m die Paßhöhe des Fernpasses erreicht, welche zwar tief unter den Höhen des beiderseitigen Gehänges bleibt, also eine echte Talwasserscheide darstellt, aber andererseits als ausgesprochene orographische und hydrographische Scheidelinie in Erscheinung tritt. Jenseits des Passes erfolgt ein ziemlich steiler Abfall zu dem weiten, ebenen, rund 1000 m hohen Becken von Lermoos, dessen Rand wieder etwa 6 km von der Paßhöhe entfernt ist.

Das Lermooser Becken entwässert nach Norden zur Loisach. Das enge Loisachquertal bis Griesen entspricht jedoch keineswegs dem breiten Durchlaß des Fernpasses und des Gurgltales, sondern dessen Fortsetzung wird unter Fortführung des bisherigen

gewundenen Verlaufes von dem Diagonaltale der Hinterthoren gebildet. Von Lermoos aus steigt dieses mäßig steil bis Lähn an, hier liegt in rund 1130 m, 4 km taleinwärts von Lermoos, die Talwasserscheide auf einem rezenten Schuttkegel. Dann senkt sich der Talboden, von dem im Verhältnis zur Größe des Tales verschwindend kleinen Grundbache entwässert, bis nach Heiterwang (rund 990 m, 8 km von Lähn entfernt), wo sich das enge Planseelängstal nach Osten öffnet. Das Hinterthorental selber endet hier an der niedrigen, aus Wettersteinkalk aufgebauten Schwelle der Ehrenberger Klause: breite Rücken in 1250 bis 1350 m bilden im Schloß- und Schlögelberg den Abschluß, und durch sie führt in engem Einschnitt einerseits der eigentliche Paß der Ehrenberger Klause (1020 m, 1 km von Heiterwang, 2 km vom Rande des breiten Lechtales entfernt), andererseits ein Sattel zwischen Schlögelberg und Tauernberg in 1185 m zu dem hier rund 860 m hohen Lechtales.

So bildet also diese wichtige Durchgangslinie die eigenartige und jedenfalls höchst bemerkenswerte Erscheinung, daß in einem vom orographischen Standpunkte aus durchaus einheitlichen Talzuge nicht weniger als drei niedrige Talwasserscheiden liegen, so daß demnach die Entwässerung nach vier verschiedenen Seiten aus dem Tale heraus erfolgt. —

Die östliche der beiden Durchgangslinien beginnt mit einer mächtigen Steilstufe über dem Inntale. Hier ist es kein tief eingeschnittenes Tal, das vom Inn nach Norden zur Paßhöhe hinanführt, sondern eine breite und einheitliche Quertallinie bricht jäh zum Inn nach Süden ab, sie erscheint vom Inntale geköpft. Am Seefelder Passe liegt ein richtiger Tal torso vor. Ein niedriges Dolomitgebirge mit durchschnittlich 1400 bis 1550 m Erhebungshöhe trennt hier in breiter Entfaltung die um mehr als 1000 m höheren Massive des Mieminger-Wettersteingebirges und des Karwendelgebirges voneinander. In dieses dolomitische „Mittelgebirge“ sind eine Reihe von Pässen eingesenkt, von denen derjenige von Seefeld in einem geköpften Hauptquertale liegt. Der Seefelder Paß ist 1185 m hoch und liegt etwa 4 km nördlich des rund 600 m hohen Inntalbodens bei Inzing. Bei Seefeld vereinigt sich mit dem Haupttale von links das Tal von Mösern, wo die rund 1200 m hohe Wasserscheide unmittelbar zu dem nur 1 km entfernten Inntale 600 m tief abstürzt. Noch weiter westlich führt als dritter Paß das enge Katzenloch bei Buchen in

1193 m von dem 2 km entfernten Inntale nach Norden zur Leutasch.

Von Seefeld an fließt der Drahnbach in dem breiten Haupttale nach Norden; er versiegt unterhalb der Seestadeln, das Haupttal wird weiterhin vom Eppzirler Gießenbach durchflossen. Bei Scharnitz, wo zwischen den Wettersteinkalkmassiven der Arnspitzgruppe und des eigentlichen Karwendelgebirges die Porta Claudia einen schmalen und äußerst steilwandigen Engpaß bildet, vereinigt sich der Gießenbach mit der von rechts aus dem Hinterautale kommenden Isar; es ist bezeichnend, daß letztere als Hauptfluß aus einem Nebentale kommt und im Haupttale nur einen unbedeutenden Nebenfluß aufnimmt.

Von Scharnitz bis Wallgau folgt die Isar dem Haupttale nach Norden. Bei Wallgau verläßt sie dasselbe jedoch, und abermals tritt die Erscheinung auf, daß mitten im orographisch einheitlichen Haupttale eine Talwasserscheide liegt. Sie liegt hier unmittelbar am Rande des Isartales, erhebt sich mit rund 900 m kaum 50 m über das Flußbett der Isar und wird von einer Felschwelle aus Hauptdolomit und Raibler Rauchwackerl gebildet. Von ihr aus senkt sich das Tal, von der schwächtigen Oberrach durchflossen, nach Norden zu dem fast 6 km entfernten, ausge dehnten Walchensee, dessen Spiegel keine 100 m tiefer liegt als die Wasserscheide bei Wallgau.

Der Walchensee selber entwässert abermals nach Osten durch das Längstal der Jachenau. Aber er ist ringsum von tiefen Talwasserscheiden umgeben. Bei Oberrach an seinem Südwestende liegt unmittelbar über dem Seebecken eine nur 90 m hohe Scheide, an deren entgegengesetztem Abfall das zur Loisach nach Westen entwässernde Tal der Eschenlaine beginnt. Bei Sachenbach an seinem Nordostende mündet ein kurzes Längstälchen, das schon in 2 km Entfernung vom See die durch Moränen gebildete 80 m hohe Wasserscheide gegen einen Seitenast der Jachenau enthält. Endlich liegt im Zuge des eigentlichen Haupttales im Norden des Sees die breite, durchschnittlich rund 250 m hohe, dolomitische Paßfläche des Kesselberges, durchschnitten von einer ziemlich schmalen Senke, deren tiefster Punkt in etwa 400 m Entfernung vom See nur 56 m über dessen Spiegel sich erhebt. Wie die schmal zerschnittene Schwelle der Ehrenberger Klause das Hinterthoren- vom Lechtal, so trennt der Kesselberg die Walchensee- senke vom Alpenvorlande in der Nachbarschaft des Kochelsees.

Im Gegensatz zu dem vielfach gewundenen Verlaufe der westlichen Durchlaßlinie Gurgltal—Fernpaß—Lermooser Becken—Hinterthorental—Lechtal hat die östliche ausgesprochene und gerade gestreckte Quertalrichtung. Aber auch sie wird von drei Talwasserscheiden in vier hydrographische Bestandteile zerlegt. —

Im Gegensatz zu der einheitlichen orographischen Entwicklung der beiden großen südnördlichen Durchgangstäler tritt der von ihnen gekreuzte große und weithin zusammenhängende Längstalg, der sich von der Ehrenberger Klause im Westen zum Weißbachtal und Tegernseegebiet im Osten erstreckt, keineswegs einheitlich als Haupttal in Erscheinung. Vielmehr wechseln bei ihm Strecken außerordentlicher Talverbreiterung, wo sich ausgedehnte „Mittelgebirge“ zwischen die höheren Massive einschalten, mit schluchtartigen Durchbrüchen und schmalen Engpässen. Gleich sein Beginn, das Planseetal, dessen Breite bis auf 1 km herabsinkt, während gleichzeitig überall eine außerordentlich starke eiszeitliche Unterschneidung der beiderseitigen Talhänge zutage tritt, muß durchaus als Nebental zweiter Ordnung gelten. Es ist ein enger Paß, der zwischen dem Hinterthorentale und dem Loisachlängstale die Verbindung herstellt. Der Zufluß kommt von Westen aus dem Hinterthorentale, aber die Entwässerung erfolgt spitzwinkelig im engen Durchbruch des Archbaches nach Nordwesten zum Lech. Im Osten des 976 m hohen Planseespiegels liegt in etwa 1 km Entfernung eine Talwasserscheide aus rezentem und diluvialem Schutt von 20 m Höhe, dann folgt ein steiler Abfall zur oberen Neidernach, welche weiterhin das Längstal entwässert. Sie vereinigt sich bei Griesen mit der von Süden kommenden Loisach, welche nun ihrerseits dem Längstal bis Garmisch folgt. Hier biegt sie jedoch mit scharfem Knick nach Norden in ein Quertal ein, durch welches sie das Alpenvorland erreicht. Andererseits nimmt das Längstal selber von Griesen an ostwärts eine ungewöhnliche Breitenentwicklung an: 6 km und mehr beträgt die Lücke zwischen den eigentlichen Hochstöcken, dazwischen erstreckt sich ein „Mittelgebirge“ von überwiegend dolomitischer Zusammensetzung, an welcher sich aber auch fast alle anderen kalkalpinen Serien beteiligen, und einer durchschnittlichen Höhe von 1150 bis 1400 m, in welche die einzelnen Talzüge gewissermaßen nur als ziemlich schmale Stränge eingeschnitten sind.

Jenseits des rund 700 m hohen Beckens von Garmisch-Partenkirchen mündet das Tal des Kankerbaches mit enger Schlucht. Sein Gefälle verringert sich aber bald, und in mäßigem Anstieg wird eine niedrige Talwasserscheide erreicht, welche am Wagenbruchsee zwischen Raibler Sandsteinen und Moränenaufschüttungen in 940 m wie am erloschenen Weigmannsee zwischen hohen Moränewällen in 930 m in nur 4 km Entfernung von dem 70 m tieferen Isartal bei Krünn gelegen ist.

Die weitere Fortsetzung des Längstalzuges erscheint um ein beträchtliches Stück nach Norden bzw. Nordosten verschoben, eine deutliche Folge der von K n a u e r (50) genauer untersuchten Kesselberg-Blattverschiebung. Die breite Zone eines fast rein dolomitischen „Mittelgebirges“ von 1150 bis 1450 m Durchschnittshöhe, erstreckt sich hier im Osten der Walchenseesenke zwischen der Benediktenwand und dem Karwendelvorgebirge. Dazwischen sind zwei breite Paralleltäler tief eingeschnitten, welche beide gleichsinnig nach Osten entwässern: die Jachenau und die Kramnetsau, von der dem Walchensee entströmenden Jachen bzw. der aus dem Seefelder Hauptquertal abbiegenden Isar durchflossen. Beide enden in dem Quertal von Tölz, durch welches die Isar das Alpenvorland betritt.

Weitere niedrige Talwasserscheiden leiten von dem unteren Isartal zum Gebiet der Weißach, des Tegernsees und des Achensees, dessen Abfluß, die Walchen, durch den Längstalzug die Isar unterhalb Fall erreicht; doch fallen diese Gebiete bereits außerhalb des Rahmens der vorliegenden Untersuchung. —

Angesichts der Tatsache, daß die Fluß- und Talsysteme des zu untersuchenden Gebietes in keiner Weise zusammenfallen, ist es auch in gewisser Hinsicht schwierig, in der üblichen Weise zwischen „Haupt“- und „Nebentälern“ zu unterscheiden. Zur Vermeidung von Mißverständnissen empfiehlt sich eher eine Einteilung in Täler erster, zweiter usw. Ordnung.

In diesem Sinne haben die beiden durchgehenden Quertalzüge und in gleicher Weise auch der große, einheitliche Längstalzug, welche soeben beschrieben worden sind, natürlich als Täler erster Ordnung zu gelten. Solche zweiter Ordnung sind aber auch weit verbreitet und für die Gliederung des Gebirges von wesentlicher Bedeutung.

Gewissermaßen ein Anhängsel des großen Seefelder Hauptquertales ist das Quertal von Leutasch, welches, wie oben (S. 11)

ausgeführt, mit dem steil zum Inn abstürzenden Passe des Katzenloches beginnt und dann mit einheitlicher Abdachung parallel zum Haupttale in nordöstlicher bis nördlicher Richtung verläuft; es mündet mit einer Klamm in das Isartal, etwa 2 km oberhalb Mittenwald. In seiner südlichen Hälfte ist es jedoch durch zahlreiche Diagonal- und Längstalstücke mit niedrigen Talwasserscheiden mit dem Seefelder Haupttal oberhalb Scharnitz verbunden. So zieht von Weidach (rund 1100 m) eine flache Mulde nach Südosten, in ihr liegt in 2 km Entfernung zwischen mächtigen Moränenaufschüttungen die Wasserscheide in 1252 m, dann folgt wieder allmählicher Abfall zu dem noch weitere 1½ km weiter entfernten Drahnbache, doch besteht die Mündung am Ausgang des Klammbachtals in einer rund 100 m hohen Steilstufe (Höhe derselben über dem Meere rund 1150 m). Diese Talmulde wird gekreuzt von dem in der Mitte zwischen Leutasch und Seefelder Tal und parallel mit diesen verlaufenden Quertal des Kellenwaldes, dessen 1324 m hohe Wasserscheide fast 3 km vom Inntale entfernt ist und dessen orographische Fortsetzung jenseits der eben geschilderten Diagonalsenke durch den Talzug „Durch den Boden“ gebildet wird; da aber auch nach Weidach hin nur eine ganz niedrige Wasserscheide besteht, so hat das — größtenteils wasserlose — Kellental einen doppelten Ausgang. Das Tal „Durch den Boden“ beginnt als Torso bei Weidach mit einer gegen 1200 m hohen Wasserscheide und senkt sich mit gleichmäßigem Gefälle zum Seefelder Haupttal, doch bildet auch seine (rund 1110 m hohe) Mündung einen etwa 70 m hohen Steilabfall zum Drahnbache. Endlich führt von Ahren im Leutaschtale ein noch nicht 5 km langes Längstal als tiefe Scharte über den 1483 m hohen „Hohen Sattel“ am Südsturz der Arnspitz vorbei ins Seefelder Haupttal.

Quertäler zweiter Ordnung sind auch jene breiten, aber nur kurzen Talstücke, durch welche die Ammer, die Loisach und die Isar, aus breiten Längstälern umbiegend, das Alpenvorland erreichen. Ihre orographischen Fortsetzungen gebirgseinwärts sind ganz untergeordneter Natur: im Falle der Isar hat das aus dem Karwendelgebirge kommende Dürrachtal, im Falle der Loisach das ins Wettersteingebirge hineinführende Reintal als solche zu gelten, während der Ammergau nach Süden von dem steil ansteigenden Abfall der Noth begrenzt wird.

Ein Quertal zweiter Ordnung ist auch das enge Tal des Erz-

baches, welcher von Ammerwald südwärts zum Plansee entwässert. Es stellt die Verbindung zwischen den Längstälern des Plansees und der obersten Ammer her. Hierher ist auch das Quertal der obersten Loisach zwischen Lermoos-Ehrwald und Griesen zu rechnen.

Wichtig sind auch einige Längstäler zweiter Ordnung.

Besonders muß hier das breite Gaistal hervorgehoben werden, welches Wetterstein- und Miemingergebirge voneinander trennt. Es ist 15 km lang, verbindet die Leutasch mit dem Lermooser Becken und besitzt in 3 km Entfernung von dem letzteren eine tief eingesenkte Talwasserscheide, welche mit 1550 m Meereshöhe das Lermooser Becken um rund 550 m, die Leutasch um rund 400 m überragt und um über 1200 m hinter den beiderseitigen Talflanken an Erhebung zurückbleibt. Orographisch muß das Gaistal als ein Nebental des Hinterthorentales gelten, welches seine unmittelbare Fortsetzung gegen den Rand des Gebirges hin bildet.

Ein zweites wichtiges Längstal wird von der oberen Ammer durchflossen. Es beginnt unvermittelt an den östlichen Ausläufern der Säulinggruppe bei Ammerwald und steigt zunächst nach Osten sanft an. Jedoch schon nach 3 km liegt westlich der Hundinghütte inmitten rezenter Schuttmassen eine flache Talwasserscheide in rund 1100 m Höhe, 230 m über dem Spiegel des Plansees, zu welchem die westwärts gerichtete Entwässerung durch das Erzbachtal erfolgt, fast 1000 m tiefer als die Höhen der Talflanken. Von hier an erfolgt gleichmäßige Entwässerung durch die obere Ammer bis zum Weidmoos unterhalb Graswang, wo der Fluß scharf in das zum Vorland führende Quertal des Ammergaus einbiegt. Im Längstal selber steigt die Talsohle ganz wenig über Ettal hinaus an; unmittelbar über dem Loisachtale, dessen Sohle bei Oberau in rund 660 m liegt, wird durch Moränen die rund 880 m hohe Wasserscheide gebildet, welche sich nur 40 m hoch über das 3 km entfernte Weidmoos erhebt.

Endlich sind am Alpenrande Reste eines orographisch wichtigen Längstales erhalten, dessen nördliche Flanke von der steil aufragenden Molasse des Murnau-Roßhauptener Zuges gebildet wird. Das Tal ist, wo es nicht der Erosion zum Opfer fiel, in weitgehendem Maße von Moränen und anderen Schuttmassen verschüttet, tritt jedoch am Nordfuße des Trauchberges noch deutlich in Erscheinung.

Auch die Täler dritter Ordnung haben teilweise noch einen ungewöhnlichen Verlauf. Auf das Längstal der Eschenlaine, welches das Walchenseebecken mit dem Loisachtale über eine ganz niedrige Talwasserscheide hinweg verbindet, wurde schon oben hingewiesen (S. 12). Ein vollkommenes Gegenstück unter den Quertälern bildet der schmale Talstrang der Elmau als Verbindung zwischen den Längstälern der Loisach und der oberen Ammer: mitten in seinem 10 km langen Verlaufe liegt die rund 1200 m hohe Wasserscheide zwischen jungen Bergsturzmassen, rund 300 m über dem Ammertale und rund 400 m über der Sohle des Loisachtals, in welches außerdem noch ein doppelter Ausgang zu beiden Seiten des Ofenberges führt.

Das breite und tiefe Längstal, welches die Kette des Ammergebirges von der Gruppe des Trauchberges trennt, birgt in seiner Mitte eine rund 1080 m hohe Talwasserscheide, von welcher die Halbammer nach Osten, der Halblech nach Westen zum Alpenvorlande fließen. Niedrige Pässe im Streichen des Gebirges führen auch sonst noch wiederholt zur Entwicklung untergeordneter Längstalbildungen, welche aber keine größere Bedeutung mehr besitzen.

Das Flußnetz befindet sich nun in bemerkenswerter Unabhängigkeit von diesem sehr weiträumig entwickelten Talnetze. Eine kurze Betrachtung des Verlaufes der Wasserscheiden zeigt dies in klarster Weise.

Die Wasserscheide des Lechs folgt dem Grate des Heiterwandhochstockes (Gipfel 2638 m), überschreitet das Tegestal in der 1579 m hohen Talwasserscheide der Tarrentonalpen, folgt dann wieder dem Hauptkamme Loreakopf (2473 m)—Kreuzjoch (2381 m)—Roterstein (2369 m)—Gärtnerwand (2364 m)—Bleispitze (2227 m), schneidet das Hintertorrental auf der Talwasserscheide von Lähn in 1130 m, überschreitet den Blattberg (2248 m) und Faselberg (1971 m), quert das Planseelängstal in einer noch nicht 1000 m hohen Talwasserscheide, steigt über den Zwergenberg (1663 m) zu den Geierköpfen (2163 m) hinan, quert das Ammerlängstal bei der Hundinghütte in einer rund 1100 m hohen Talwasserscheide, führt über die Weitalpspitze (1870 m) und den Vorderen Scheinberg (1823 m) zum 1540 m hohen Kenzenpaß, erreicht über den Feigenkopf (1866 m) die 1080 m hohe Talwasserscheide zwischen Halblech und Halbammer und gewinnt über den Trauchberg (1638 m) das Alpenvorland.

Die Wasserscheide der Loisach ist von der Gärtnerwand bis zu den Geierköpfen mit der eben beschriebenen des Lechs übereinstimmend. Sie folgt auf der linken Flußseite dem Hauptkamm Geierköpfe (2163 m)—Kreuzspitze (2089 m)—Friederspitz (2049 m), schneidet die Elmau in einer rund 1200 m hohen Talwasserscheide, folgt wieder dem Hauptkamm Hirschbühel (1936 m)—Windstierlkopf (1824 m)—Noth (1889 m), quert das Ettaler Längstal auf einer rund 880 m hohen Talwasserscheide und erreicht über den Hauptkamm Laberberg (1683 m)—Aufacker (1542 m)—Hörnle (1548 m) das Alpenvorland. Auf der rechten Flußseite steigt sie zunächst von der Gärtnerwand (2364 m) zur 1200 m hohen Talwasserscheide des Fernpasses hinab, folgt vom Wanneck (2495 m) bis zu den Hohen Griespitzen (2759 m) dem Hauptgrate des Miemingergebirges, quert hierauf das Gaistal auf der 1550 m hohen Talwasserscheide des Negelsees, um dann dem Hauptgrate des Wettersteingebirges von den Plattspitzen (2679 m) bis zur Wettersteinwand (2482 m) ostwärts zu folgen; hierauf wendet sie sich zu der 1000 m hohen Talwasserscheide von Ellmau, dann über das niedrige Hirzeneck (1186 m) zu der 930 m hohen Talwasserscheide des Weigmann- und der 10 m höheren des Wagenbruchsees, biegt über den Rotenkopf (1685 m) und den Eckenberg (1780 m) westwärts zurück, gewinnt über den Sattel der Esterbergalpe (rund 1280 m) den Hauptkamm der Krottenkopfgruppe (2085 m), dem sie über den Hohen Kisten (1922 m) bis zum Simmetsberg (1837 m) folgt, überschreitet die tiefe Talwasserscheide am Beginn der Eschenlaine (880 m) und verläuft über den Kamm der Heimgartengruppe (1790 m) ins Alpenvorland.

Von der Heimgartengruppe bis zum Gipfel der hohen Griespitzen auf dem Hauptgrate der Mieminger Berge haben Loisach und Isar gemeinsame Wasserscheide. Diejenige der Isar verläuft dann weiter über den Grat des Miemingergebirges (durchschnittlich 2600 bis 2700 m) und gewinnt über das Seefeld „Mittelgebirge“ mit den Talwasserscheiden von Buchen (1193 m), des Kellentales (1324 m), von Mösern (1200 m) und von Seefeld (1185 m) das ausgedehnte Karwendelgebirge, dessen südlichem Hauptkamme sie über die Solsteinkette (2641 m) folgt; ihr weiterer Verlauf nach Osten und Norden, wobei sie noch wiederholt tief eingesenkte Talwasserscheiden benutzt, liegt nicht mehr im Bereiche der vorliegenden Arbeit.

Die Wasserscheide der Ammer ist mit derjenigen des Lechs vom Trauchberg bis zu den Geierköpfen und mit derjenigen der Loisach von hier bis zum Hörnle gemeinsam, diejenige des Inns fällt innerhalb des hier zu untersuchenden Gebietes mit der Lechwasserscheide von der Heiterwand bis zur Gärtnerwand, mit der Loisachwasserscheide von der Gärtnerwand bis zu den Hohen Griesspitzen, mit der Isarwasserscheide von den letzteren bis zur Solsteinkette zusammen.

Von den Hauptflüssen Ammer, Loisach und Isar haben die beiden ersten keinen eigentlichen Quellarm. Sie entspringen willkürlich mitten in einem breiten und tiefen Tale, dessen Hänge von zahlreichen, untereinander gleichgerichteten Abdachungsbächen zerschnitten sind; irgendeiner dieser Bäche wird dann durch irgendwelche ganz willkürliche Umstände — im Falle der Ammer durch die Trümmer eines Bergsturzes, in demjenigen der Loisach durch einen ganz rezenten Schuttkegel — zum Quellast des Hauptflusses. Die oberste Isar bietet das richtige Bild einer tief in ein Gebirge hineingreifenden und von beiderseitigen Zuflüssen regelmäßig gespeisten Sammelader; aber an der Stelle, wo sie in das Seefelder Haupttal eintritt, ist ihr Tal doch wieder nur ein Nebental zu dem letzteren, sie selber erscheint als Nebenfluß zu einem nicht vorhandenen Hauptflusse.

Immer wieder tritt diese Erscheinung auf, auch bei den Nebenflüssen und bis zu den Seitenflüssen, daß das Hauptgewässer mitten in einem tiefen Tale entspringt, dessen unter sich vollkommen gleichwertige Flankenbäche dann bald dem einen, bald dem anderen Flußgebiete angehören.

Die zahlreichen Talwasserscheiden bilden das kennzeichnende Merkmal des Gebietes, sie sind die Ursache für dessen weitgehende Durchgängigkeit. Sie waren während des Eiszeitalters die naturgegebenen Pforten, durch welche sich die Massen vornehmlich des inneralpinen Eises bis in das bayerische Alpenvorland hinaus ergossen.

Die vielfach rostförmige Anlage der meisten Gebirgsstöcke ist wiederholt unterbrochen, das Gebirge in eine große Anzahl selbständiger Gruppen von mehr oder weniger stattlicher Ausdehnung aufgelöst, wobei jedoch benachbarte Gruppen immer annähernd gleiche Allgemeinerhebung besitzen.

Die meisten dieser Talwasserscheiden sind vollkommen labil. Man braucht sich nur den jüngsten

Schutt aus den Tälern fortgeräumt zu denken, dann würden die Entwässerungsverhältnisse von Grund auf andere sein, die Wasserscheiden würden vielfach erheblich verlagert.

Das sind ganz unnatürliche und in dieser Ausdehnung auch in den Alpen nicht eben alltägliche Verhältnisse.

Es liegt ohne weiteres nahe, diese Verhältnisse als eine Folge der gewaltigen eiszeitlichen Vergletscherung zu betrachten. Man muß sich aber vor dem Zirkelschluß hüten, diese weite Verbreitung tiefer Durchgangstäler als Wirkung der Tätigkeit eiszeitlicher Gletscher zu betrachten, welchen durch eben diese Pforten doch erst der Zutritt in die randlichen Talgebiete des Gebirges gestattet worden ist.

Ziel der vorliegenden Untersuchung ist die Erklärung der heutigen außergewöhnlichen Verhältnisse und der Versuch, zu einer Vorstellung darüber zu gelangen, wie die heutige Landschaft vor dem Eintritt des Eiszeitalters aussah und wo zu jener Zeit die Wasserscheiden verliefen.

Ausgangspunkt der Betrachtung müssen dabei immer die heutigen Verhältnisse bleiben: das weitverzweigte und tief in das Gebirge eingesenkte Talnetz und daneben eine Entwässerung, welche in ihren großen Zügen wie in zahlreichen Einzelheiten alle Merkmale des Zufälligen, Unbeständigen und von der gewöhnlichen Entwicklung Abweichenden trägt. Denn es sammeln sich nicht aus Seiten- und Nebentälern die Gewässer zu großen Stammwasseradern, sondern die Vereinigung der Gewässer geschieht vielfach unter dem Zwange äußerlicher Umstände, welche mit der orographischen Entwicklung des Gebirges in keiner Beziehung stehen.

Hierher gehört auch die Erscheinung, daß manche Gewässer aus breiten Haupttälern in wesentlich engere Nebentäler hineinfließen oder solche in engen Schluchten durchbrechen. Das beste Beispiel bietet die Loisach, welche aus dem breiten Hinterthorental und dem weiten Becken von Lermoos spitzwinkelig nach Norden umbiegt, um in enger Durchbruchsschlucht zu dem wieder sehr breiten Längstale von Garmisch zu gelangen. Die Isar durchströmt das breite Längstal der Krammetsau und biegt bei Fall in einer romantischen Enge in ein schmales, durchbruchartiges Quertalstück ein, durch welches sie das weite Becken von Tölz

erreicht. Der Erzbach kommt aus dem weiten Längstal von Ammerwald und ergießt sich durch eine talabwärts immer enger werdende Schlucht in das, wieder erheblich breitere Längstal des Plansees. Die zahlreichen Klammen und Schluchten an der Vereinigung zweier Gewässer bilden eine Erscheinung für sich und werden von Fall zu Fall eingehend gewürdigt.

Im Zusammenhang mit dieser eigenartigen Entwicklung des Gewässernetzes steht auch die scharf hervortretende Einseitigkeit des Inngebietes. Wie erwähnt, verläuft die Wasserscheide des Inns vom Miemingergebirge an in unmittelbarer Nähe des Inntales selber, welches vom Gurglbache bis zur Brandenberger Ache keinen einzigen nennenswerten Zufluß von links erhält. Die Erscheinung ist bezeichnend, ohne daß in diesem Zusammenhange auf weiteres als die Tatsache an sich eingegangen werden könnte. Das eigentliche Inntalproblem liegt überhaupt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit.

d) Art, Mittel und Wege der Untersuchung

Alle Überlegungen und Beweisführungen, welche sich auf Vorgänge und Wirkungen des Eiszeitalters beziehen, müssen auf doppelter Grundlage beruhen: auf der geographischen der sorgfältigen Beobachtung und Wertung der hierfür in Frage kommenden Formengruppen und auf der geologischen der eingehenden Berücksichtigung aller Ablagerungen, welche während des Eiszeitalters und seit dessen Abschlusse zur Ausbildung gelangt sind.

Für den Geographen ist es erforderlich, sich mit allen Einzelheiten des sogenannten glazialen Formenschatzes eingehend auseinanderzusetzen. Dabei können im vorliegenden Falle alle Fragen der Karbildung außer Betracht bleiben, und ebenso kommt das Problem des sogenannten alpinen Troges hinsichtlich der vielumstrittenen Einzelheiten der „Trogschulter“, des „Trog schlusses“ usw. nicht in Frage. Die breiten und tiefen Haupttäler der nördlichen Kalkalpen sind „ganztalige“ Tröge im Sinne von Distel (26), d. h. zu beiden Seiten eines im allgemeinen recht breiten und in unbekannter Mächtigkeit aufgeschütteten Talbodens erheben sich die Talhänge steil und bis zur Unterschneidungsgrenze ziemlich ununterbrochen über mehr oder minder stattlicher Schutthaldenverkleidung an ihrem Fuße.

Daß die eigentliche Kammhöhe in recht verschiedener Höhe liegen kann, indem über dem heutigen Talboden Reste älterer Talböden als Zeugen voreiszeitlicher talgeschichtlicher Perioden vorhanden sind, ist in diesem Zusammenhange ohne Belang.

Wohl aber läßt sich fast durchweg beobachten, daß die steilen Talflanken nach oben mit mehr oder minder scharfer Grenze einer erheblich flacheren Böschung weichen. Im Kalkgebirge sind die Steilhänge meistens noch in prächtiger Weise gerundhöckert. Die eigentlichen Hochstöcke zeigen an Stelle des Überganges der gerundhöckerten Steilhänge in sanfte Rundkuppen, wie dies bei den Vorbergen der Fall ist, einen Übergang zur Schrofenregion, wo wildgezackte Felsformen Zeugnis von heftiger Wirkung des Frostes und anderer Kräfte der reinen Abtragung und Verwitterung ablegen, während die durch Rundhöcker gekennzeichnete abschleifende Tätigkeit der eiszeitlichen Talgletscher fehlt. Dieser Übergang der steilen Talflanken nach oben in flache Rundkuppen einer-, in wilde Schrofen andererseits wird allgemein als Kennzeichen der eiszeitlichen Schliffgrenze betrachtet. Annäherungsweise ist er fast überall zu beobachten; wenn man diese Grenze jedoch genau zahlenmäßig festlegen will, stößt man — besonders in den dolomitischen Teilen des Gebirges — meistens auf die größten Schwierigkeiten.

Diese übersteilen Hänge zu beiden Seiten der ehemals vergletscherten großen Kalkalpentäler sind zunächst eine Folge der starken seitlichen *U n t e r s c h n e i d u n g* der Gehänge durch die eiszeitlichen Gletscher. Sie gewähren keinen Anhaltspunkt für den Betrag, um welchen eine etwaige Talvertiefung während des Eiszeitalters stattgefunden hat. Die Unterschneidung der seitlichen Gehänge reicht in den Kalkalpentälern durchweg fast ebenso hoch hinauf wie die durch erratische Gesteine oder gekritzte Geschiebe bestimmbare Eishöhe der diluvialen Talgletscher überhaupt, so daß sie in solchen Fällen, wo die erwähnten anderen Hilfsmittel versagen, mit Erfolg zur Festlegung der Eisstromhöhe an einzelnen Stellen der großen Täler verwendet werden kann.

Da die obere Grenze der seitlichen Gehängeunterschneidung mit der Schliffgrenze annähernd übereinstimmt, so kann natürlich der oberhalb gelegene Teil der Gehänge in keiner Weise etwa als „Trogschulter“ betrachtet und zur Wiederherstellung eines voreiszeitlichen Talbodens verwendet werden. Die glaziale

Unterschneidung und Übertiefung sind zwei Begriffe, welche scharf auseinandergehalten werden müssen.

Um den Betrag festzustellen, um welchen ein Tal während des Eiszeitalters vertieft worden ist, bedient man sich mit Erfolg der Stufenmündungen größerer Seitentäler. Bei dem geringen Gefälle, welches diese wie auch die Haupttäler besitzen, spielt der Einfluß der glazialen seitlichen Gehängeunterschneidung keine nennenswerte Rolle; die Höhe der Stufenmündungen wird durch diese nur unerheblich beeinflußt. Bei kleinen Tälchen mit steilem Gefälle wird natürlich die Stufenmündung in das Haupttal je nach dem Ausmaße der seitlichen Unterschneidung von dessen Talflanken in ganz verschiedenen Höhen liegen, wie dies durch v. Drygalski (27) in zu allgemeiner Form ausgesprochen worden ist.

Der Vergleich der Stufenmündungen größerer Seitentäler ergibt im allgemeinen eine flache, aber vollkommen gleichmäßige Kurve, welche dem Talsohlengefälle des voreiszeitlichen Haupttalbodens annähernd entsprechen dürfte. Genauere Beobachtung führt in vielen Fällen in der näheren Nachbarschaft dieser Stufenmündungen zum Nachweis mehr oder weniger ausgedehnter Felsleisten und Gehängeterrassen in entsprechender Höhe, welche die Auffassung, daß die Stufenmündungen der größeren Seitentäler einer alten Talbodenhöhe entsprechen, bekräftigen und deren zusammenhängende Verfolgung weiterhin sicherstellen.

Der Nachweis, daß diese Talvertiefung auch wirklich während des Eiszeitalters erfolgte, läßt sich nur dort schlüssig erbringen, wo eine solche Vertiefung wieder aussetzt. Tritt ein Fluß unterhalb einer übertieften Talstrecke in eine enge Schlucht ein, welche alle Anzeichen jüngster Entstehung wie Wasserkolke usw. aufweist, lassen sich ferner innerhalb der übertieften Talstrecke bis zu der heutigen Schlucht Ablagerungen nachweisen, welche das ehemalige Vorhandensein eines Sees innerhalb dieser übertieften Talstrecke dartun, dann muß daraus geschlossen werden, daß die Übertiefung des Tales nur bis zu der Stelle erfolgte, wo der Fluß heute in die Schlucht eintritt, daß hier vor dem ein See durch Fels gestaut war, daß also eine solche Erscheinung vorliegt, welche unmöglich durch das fließende Wasser und seine gleichmäßig linear wirkende Tätigkeit erklärt werden kann. In solchen Fällen ist nur die Möglichkeit einer Erklärung durch Gletscherschurf gegeben. Es erscheint dann berechtigt,

diese Anschauung auch auf diejenigen benachbarten Täler zu übertragen, wo mangels eines solchen Aussetzens der Talvertiefung jener Beweis nicht erbracht werden kann.

Immer aber wiederholt sich in den großen Kalkalpentälern die Erfahrung, daß die Stufenmündungen der größeren Seitentäler verhältnismäßig tief liegen, daß sich also der Betrag der glazialen Übertiefung, soweit er über dem aufgeschütteten heutigen Talboden überhaupt meßbar ist, in mäßigen Grenzen hält. Wenn trotzdem noch kürzlich Müller für das Hinterthorental und den Plansee ganz außerordentliche Übertiefungsbeträge angegeben hat, so liegt das daran, daß er den verhängnisvollen Irrtum einer Verwechslung der glazialen Unterschneidung und Übertiefung in dem eben ausgeführten Sinne begangen hat. Die obere Grenze der glazialen Übertiefung liegt tief unter der Grenze der seitlichen Gehängeunterschneidung; „Trogschulter“ und Schlifffgrenze liegen oft Hunderte von Metern untereinander, aber aus eben diesem Grunde empfiehlt es sich, von der Verwendung dieser in den Zentralalpen eindeutig festgelegten Begriffe in den von Grund aus verschieden gestalteten Gebieten der Kalkalpen im allgemeinen Abstand zu nehmen.

Eine nicht zu leugnende Schwierigkeit liegt darin, daß einerseits die ursprüngliche Fortsetzung der heute unterschrittenen seitlichen Gehänge nach unten unbekannt ist, andererseits am Fuße der unterschrittenen Gehänge Felsleisten und Terrassen in der Höhe des voreiszeitlichen Talbodens vorkommen können. Es soll versucht werden, auch der Lösung dieser Frage näherzukommen.

Sehr wichtig für die Erkenntnis des Werdeganges der Kalkalpentäler sind die diluvialen und jüngeren Ablagerungen, welche sich in ihnen finden. Es genügt hier nicht eine einfache Unterscheidung zwischen Moränen, Schottern und anderen Schuttbildungen. Man findet nicht selten Fälle, wo in mächtigen diluvialen Aufschüttungen Moränen und Schotter miteinander wechsellagern. Dann muß das Alter möglichst sorgfältig bestimmt werden.

Für die Schotter besteht dabei nur die Möglichkeit, ihren Reichtum an kristallinen Geschieben und ihre etwaige Verfestigung zu berücksichtigen. Letztere ist natürlich vielfach starken örtlichen Schwankungen unterworfen: im Bereiche des Wetter-

steinkalkes sind mitunter ganz junge Schuttkegel mauerhart verkittet, während im dolomitischen Gebiete Nagelfluhbildungen eine mehr untergeordnete Rolle spielen. Wichtig ist bei den Schottern immer die genaue Beachtung ihrer Höhenlage; daraus lassen sich bei getrennten Vorkommnissen trotz verschiedenen Grades der Verkittung wichtige Zusammenhänge ableiten. Tritt im dolomitischen Gebiete Verfestigung eines Schotter in nicht nur örtlichem Umfange ein, so darf man im allgemeinen annehmen, daß er älter ist als die Niederterrassenschotter des Vorlandes.

Schwieriger ist die Gliederung der Moränen. Liegen unter einem älteren Schotter Moränen, so kann es sich natürlich nicht um Jungmoränen handeln. Liegen aber Moränen auf solchen Bildungen, dann ist über ihr Alter zunächst noch sehr wenig gesagt. Auch bei ihnen ist das Vorkommen bzw. Fehlen kristalliner Geschiebe zu beachten. Wesentlich ist aber vor allem auch die Feststellung all der Vorkommnisse, wo Wall- und Endmoränen vorliegen, wo es sich also um einen Gletscherhalt während der letzten Phasen des Eiszeitalters handelt. Hier sind die Verhältnisse noch größtenteils vollkommen ungeklärt. Dabei brauchen bei kurzen Stillstandslagen talaufwärts durchaus nicht immer Ufermoränen erhalten zu sein. — Mitunter finden sich in den tiefen Tälern fest verkittete, ungeschichtete Brekzien, welche nicht näher zeitlich eingeordnet werden können. Auch hier ist es wichtig, durch etwaiges Vorkommen gekritzter Geschiebe ihren glazialen Ursprung festzustellen.

So wichtig wie die Feststellung der Endmoränenlagen des ausgehenden Eiszeitalters ist diejenige der zahlreichen größeren und kleineren Seen, welche ursprünglich von ihnen gespannt wurden. Nach dem Schwinden des Eises war die Zahl der Talseen in den Alpen zweifellos sehr groß. Der Nachweis dieser Seen ist nicht immer mit Sicherheit zu führen, oft muß man sich allein auf heute noch bestehende Mäuer und andere Reste solcher jetzt zugeschütteter Becken stützen. Jedes Vorkommnis wirklich lakustrer oder limnischer Ablagerungen ist deshalb von doppeltem Werte. Auch hier muß aber immer auch das geographische Moment gebührend berücksichtigt werden, zu jeder stratigraphisch nachgewiesenen Seebildung ist der der nachweisbaren Spiegelhöhe entsprechende Damm zu suchen und die Ursachen für die Entleerung bzw. Trockenlegung jedes Sees festzustellen.

Denn gerade die Seen sind vielfach von besonderer talgeschichtlicher Bedeutung. Sie konnten mitunter an anderen Stellen überfließen, als wo das ursprüngliche Tal durch Moränen oder anderweitig verbaut war, und so der Entwässerung einer Gegend ganz neue Wege weisen, welche weitgehende Veränderungen nach sich zogen.

Unter den postglazialen und rezenten Bildungen sind außer den im allgemeinen leicht erkennbaren Schuttkegeln am Ausgang der Seitentälchen in die breiten Haupttäler vor allem die gewaltigen Bergstürze zu erwähnen, welche als Folge der eiszeitlichen Gehängeunterschneidung in großem Umfange zur Verschüttung der Täler beigetragen haben. Im Dolomitgebirge, wo auch Moränen nur selten die durch die Gletscher erzeugten Schrammen haben bewahren können, sind sie vielfach nicht leicht von solchen zu unterscheiden. Wo Aufschlüsse vorhanden sind, wird man aus der Einförmigkeit des Schuttmateriales noch Anhaltspunkte zur Bestimmung, ob es sich um Bergsturzmaterial oder Moränen handelt, gewinnen können; wo solche aber fehlen, ist die Entscheidung manchmal unsicher. Dann muß sorgfältig jede Bodenschürfung, die Einzelheiten der Oberflächengestaltung usw. in Betracht gezogen werden.

Bei dem Zweck, welchen die vorliegende Arbeit verfolgt, nämlich eine positive Vorstellung von dem Werdegang des dichten Talnetzes im Werdenfelser Lande und seinen Nachbargebieten zu gewinnen, erscheint es unangebracht, in eine Erörterung der zahlreichen theoretischen Streitfragen einzutreten, welche in den letzten Jahren gerade die formengestaltende Kraft der eiszeitlichen Gletscher und ihren Einfluß auf die Talentwicklung zum Gegenstande hatten. Durch praktische Arbeit kommt man hier schließlich doch am ehesten zum Ziele. Für die Chronologie des Eiszeitalters sei nur ein für allemal grundsätzlich bemerkt, daß sie sich voll und ganz auf den von Penck und Brückner (64) geschaffenen Boden stellt.

e) Geschichtliches

Das hier behandelte Gebiet ist wissenschaftlich größtenteils recht stiefmütterlich behandelt worden. Vor allem jagdliche Rücksichten hatten früher in weiten Teilen desselben eine starke allgemeine Absperrung gegen die Außenwelt zur Folge, welche

eine mangelhafte touristische und naturgemäß noch viel mangelhaftere wissenschaftliche Erschließung nach sich zog.

Geologische Einzelaufnahmen liegen jetzt allerdings für den weitaus größten Teil des Gebietes, wie bereits ausgeführt (S. 7 f.), teils im Druck, teils handschriftlich vor. Aber gerade das Diluvium ist bei den meisten von ihnen, auch bei der prächtigen Wettersteinaufnahme von Re i s und P f a f f (66), in unzureichender Weise behandelt, und der Werdegang des Formenschatzes ist außer der üblichen Darstellung der Abhängigkeit oder Unabhängigkeit der Täler von bestimmten tektonischen Linien eigentlich nirgends berücksichtigt.

Einzelne Erscheinungen haben freilich schon früh bei aufmerksamen Beobachtern Beachtung gefunden. Ohne mehr als sehr allgemeine geologische Kenntnisse hatte C l e s s i n (23) bereits 1875, noch durchaus im Banne jener Vorstellung, daß die großen Alpentäler klaffende Spalten tektonischen Ursprunges darstellen, doch das geringe Alter der Taldurchlässe der Loisach bei Eschenlohe und der Isar bei Fall erkannt und dieselben für postglazial erklärt; er glaubte, daß die Isar ursprünglich über den Kesselberg das Vorland erreicht habe.

1882 trat, nachdem schon 1843 S c h m i t z (78) zahlreiche Beobachtungen über die Höhengrenzen der Findlingsblöcke in den bayerischen Alpen gemacht hatte, P e n c k zum ersten Male im Rahmen seiner klassisch gewordenen Zusammenfassung alles damaligen Wissens und reicher eigener Beobachtungen über die Vergletscherung der deutschen Alpen (58) mit zahlreichen morphologischen und glazialstratigraphischen Hinweisen und Gesichtspunkten auch für das hier behandelte Gebiet hervor, welche auch heute noch volle Gültigkeit besitzen. Und später hat er im Rahmen wiederholter mehr oder weniger eingehender Untersuchungen (59 bis 65), welche in dem monumentalen Werke über die Alpen im Eiszeitalter (64) ihre Krönung fanden, weiteres Material geliefert, obschon zugegeben werden muß, daß gerade das hier in Frage kommende Gebiet auch bei P e n c k nur gelegentlich und für mehr oder weniger örtliche Einzelheiten in Betracht gezogen worden ist. Immerhin erscheint eine kurze Zusammenfassung der von P e n c k im hier zu untersuchenden Gebiet gewonnenen Ergebnisse zweckmäßig:

1882 (58) wurde vor allem der Verbreitung zentralalpiner erratischen Materials Aufmerksamkeit geschenkt, die obere Ge-

schiebegrenze wurde im Gebirgsinnern noch viel zu tief bestimmt. Die Kreide von Mittenwald wurde als Moränenäquivalent aufgefaßt, ebenso das „zähe, graue Material“ im Liegenden der Nagelfluh vom Wallgau; letztere galt als eine interglaziale Brekzie. 1885 wurde diese Nagelfluh als interglazialer Flußschotter gedeutet (61), sie sollte durch jüngere Moränen mit gekritzten Geschieben der Nagelfluh überdeckt sein. Gleichzeitig fand die Nagelfluh am Herrgottsschrofen bei Garmisch Beachtung (60) und wurde als voreiszeitliches Inngerölle erklärt, bis 1902 (64, S. 194) in der Erkenntnis, daß sie am Boden des übertieften Loisachtales liege, diese Ansicht aufgegeben wurde und sie ohne nähere Bezeichnung „zu den Ablagerungen des Eiszeitalters“ kam. 1882 (58) wurde ferner der Planseeverbauung einige Aufmerksamkeit geschenkt, der Fernpaß als Einsturz gedeutet. 1902 (64) wurden auch hier alle Einzelheiten großzügig zusammengefaßt. Im Anschluß an Falbesoner wurde die Bergsturnatur des Fernpasses zugegeben (ib. S. 292). Die obere Geschiebegrenze wurde an der Hand neuen Materiales vielfach schon zutreffend festgestellt (ib. S. 258 ff.). Besonders wichtig in stratigraphischer Hinsicht war die Aufstellung der späteiszeitlichen Rückzugsstadien: dem Bühlstadium wurde der den Ammergau umspannende Endmoränenwall von Altenau-Saulgrub, die Vorlandmoränen von Weilheim-Murnau und als Grundmoräne die Moränen von Oberleutasch und Seefeld zugeordnet (ib. S. 337 ff.), im Isargebiet wurde das zugehörige Gletscherende nach der Karte am Ausgang der Jachenau sowie bei Fall gemutmaßt; für das Gschnitzstadium wurden in den Karen des Miemingergebirges wie im Partnachtales Anhaltspunkte gefunden (ib. S. 345 f., 350). Die Schotter von Mittenwald wurden nunmehr in die Achenschwankung gestellt, während die Nagelfluh von Wallgau, an deren Unterlagerung durch Moränen festgehalten wurde, älter sein sollte (ib. S. 340). — Erst 1902 wurde auch im vorliegenden Gebiete den Erscheinungen der Übertiefung Aufmerksamkeit geschenkt (ib. S. 191 ff.). Für das Loisachquertal unterhalb von Garmisch wurde mittels der Stufenmündungen der Seitentäler die Höhe der voreiszeitlichen Talsohle annähernd festzustellen versucht und ihr Austritt aus dem Gebirge mit der Deckenschottersohle des Tischberges bei Eurasburg im Vorlande in Verbindung gebracht. Anzeichen der Übertiefung wurden auch in Isarquertale bei

Tölz wahrgenommen und für die Leutasch und Scharnitz erwähnt. Die Seen des Gebietes wurden als Folgeerscheinungen dieser Übertiefung betrachtet, dieser also auch die Entstehung des Kochel- und Walchensees zugeschrieben. Die Endmoränen am Rand des Kochelsees wurden mit dem Bühlstadium des Loisachtales in Beziehung gebracht. Gleichzeitig wurde (ib. S. 293 f.) — offenbar unter dem Eindruck des Kartenbildes — darauf hingewiesen, „daß das Tal des Fernpasses mit dem Hinterthoren-Plansee und dem oberen Ammertale zu einer großen Talflucht zusammenwächst, die in großen Windungen die nördlichen Kalkalpen quert“, und dabei die Frage aufgeworfen: „Sollte sie (d. i. die Talflucht) vielleicht den Überrest eines präglazialen Tales darstellen, das ursprünglich von einem Flusse der Zentralalpen durchmessen worden ist, dann durch Übertiefung seines Südendes teilweise alpeneinwärts tributär wurde, um schließlich infolge des Bergsturzes am Fernpasse wieder größtenteils nach Norden entwässert zu werden?“

Seit 1884 hat sich *Geistbeck* (33 bis 35) um die genaue Aufnahme und Auslotung der deutschen Alpenseen verdient gemacht, ohne in der Erklärung ihrer Formen wesentlich Neues gegenüber *Pencik* zu bringen; wertvoll sind seine Hinweise auf die Dreigliederung des Walchenseebeckens. Für den Plansee sind seine Untersuchungen neuerdings durch *Fels* (29) gründlich überholt worden.

In den Jahrzehnten um die Jahrhundertwende haben die Geologen fast ausschließlich das Feld behauptet. Sie haben im allgemeinen die Frage der Talentwicklung des vorliegenden Gebietes nicht gefördert. Erst neuerdings hat sich *Ampferer* (5 bis 16) ausgiebig mit den Glazialfragen auch des vorliegenden Gebietes beschäftigt. Die Erfahrungen, welche er im Inntale sowie in dessen Nachbarschaft, dem Karwendel-, Mieminger- und südlichen Wettersteingebirge hinsichtlich einer allgemeinen großartigen Talzuschüttung während der letzten Zwischeneiszeit gewonnen hatte (10, 13), fand er in der Umgebung von Reutte bestätigt und suchte sie auch auf die Deutung der Planseeschwelle und das Ammertal anzuwenden (14). Dem Fernpaß widmete er eine mustergültige Einzeldarstellung (9). — Die übrigen geologischen Arbeiten auch der neuesten Zeit enthalten kaum erhebliche Beiträge zu den hier in Frage kommenden Problemen. Eine der letzten Arbeiten (41) des zu früh dahingegangenen *Hahn*

führt den geologischen Nachweis, daß das Becken des Murnauer Mooses ein Ausräumungs- und kein Einbruchsbecken sei. K n a u e r (50) betonte die nichterosive Natur des Walchensees gegenüber P e n c k und wies auch auf den ursächlichen Zusammenhang des Kesselbaches mit dem See hin, den S c h w a g e r (79) bezweifelt hatte; er mutmaßte auch für den Kochelsee tektonische Vorgänge als Entstehungsursache und zog aus seinen Aufnahmeergebnissen die Schlußfolgerung, „daß zur selben Zeit, als die diagonalen Verschiebungen vor sich gingen, die Gebirgskämme und die Längstäler als solche bereits existiert haben müssen“. P f a f f (66) nahm an, daß die starke Zerklüftung der Nagelfluh am Herrgottsschrofen bei Garmisch mit jungen tektonischen Bewegungen in Zusammenhang stehen könne.

In den letzten Jahren haben sich dann auf Grund der von P e n c k ausgehenden Anregungen verschiedene kleinere Arbeiten mit einzelnen Fragen des Gebietes beschäftigt. G ö t z i n g e r s Bericht über eine unter P e n c k s Führung unternommene Exkursion in das Werdenfeler Gebiet (36) bringt kaum neues Material bei. Ebenfalls anläßlich einer Exkursion kam G e h l (32) zu einer eintägigen Untersuchung über das Diluvium von Ellmau, W u n d e r l i c h (83) zu dem Stoff für eine noch nicht erschöpfende Studie über das Lermooser Becken und dessen Beeinflussung durch mehrere postglaziale Bergstürze. A i g n e r , der Rufer im Streit um die Einheitlichkeit der Eiszeit wider P e n c k , gewann bei seinen Untersuchungen (1 bis 4) die Meinung, alle wesentlichen Gebirgsformen der Jetztzeit seien bereits zur Präglazialzeit vorhanden gewesen, da er aus theoretischen Erwägungen der Gletschererosion keine nennenswerte Bedeutung beimaß; die präglaziale Entstehung dieser Formen suchte er im wesentlichen, freilich ohne nähere Begründung, in tektonischen Vorgängen. Dem ist P e n c k für die Gegend von Tölz mit großer Schärfe entgegengetreten (65), und ich selber habe mich für das Loisachgebiet ebenfalls ablehnend aussprechen müssen (52). Ganz wertlos ist die in jeder Hinsicht voraussetzungslose Abhandlung von S c h m i d (76) über den Werdegang des Ammergebietes.

In allerletzter Zeit hat v. K l e b e l s b e r g in mustergültiger Weise zur Aufhellung des Glazialphänomens besonders in den Randgebieten des Gebirges beigetragen (48). Er untersuchte dabei das Walchenseegebiet und die Jachenau, vor allem aber hat

er die Vergletscherung des Ammergauer Gebirges im weitesten Sinne durch sorgfältige Einzelbeobachtungen klargestellt. Demgegenüber erscheinen die Ergebnisse von Müller (56), deren Schwergewicht allerdings in den Allgäuer und Lechtaler Bergen liegt, unsicher und vielfach unzutreffend, da er viel zu wenig die geologischen Voraussetzungen bei der Formenwelt des Gebirges berücksichtigte und außerdem in den Fragen der eigentlich glazialen Talformung nicht scharf genug zwischen Unterschneidung und Übertiefung unterschied.

Eine eingehende und monographische Darstellung des Diluviums bei Mittenwald und im Isartale bis Tölz durch Penck steht in Bälde zu erwarten. Dieser Gegenstand ist deshalb hier nur gekürzt behandelt.

In die Literaturzusammenstellung am Schlusse dieser Arbeit ist alles aufgenommen, was an wissenschaftlichen Untersuchungen auf das vorliegende Gebiet Bezug hat. Dort sind auch alle rein geologischen Abhandlungen aufgeführt. In den nachfolgenden Ausführungen werden die bisherigen Vorarbeiten nur von Fall zu Fall angezogen, wo es sich um Bestätigungen oder Abweichungen handelt. Auf die obige allgemeine Übersicht muß daher ein für allemal hingewiesen werden.

Ebenso sind am Schlusse alle für das vorliegende Gebiet in Frage kommenden topographischen und geologischen Karten aufgeführt.

II. Die heutigen Täler und ihr eiszeitlicher und nacheiszeitlicher Formenschatz

a) Der Seefelder Quertalzug

1. Das Quertal von Seefeld bis Mittenwald

Wie bereits in der Einleitung hervorgehoben wurde, beginnt das orographische Haupttal von Seefeld als echter *Tal torso* unvermittelt über einem hohen Steilabfall zum Innthale in 1185 m. Ob es mit einer tektonischen Leitlinie in Beziehung zu bringen ist, steht dahin. Es ist um 300 bis 400 m in das niedrige dolomitische „Mittelgebirge“ eingeschnitten, welches die Hochstöcke des Mieminger- und Karwendelgebirges voneinander trennt.

Die Paßhöhe selber weist alle Anzeichen starker eiszeitlicher Bearbeitung auf. Die Talsohle ist reichlich erfüllt mit Grundmoränenmaterial, das stellenweise verfestigt ist und zwischen welchem bei Seefeld selbst zahlreiche prächtige Dolomitrundhöcker aufragen, deren felsige Beschaffenheit durch mehrere Anschnitte der neuen Karwendelbahn erwiesen wird. Die breite Talsohle ist zunächst fast eben, dann aber folgt in rund 1180 m eine Stufe von 130 m Sprunghöhe bis zum Lehenwald unterhalb der Ruine Milser, und diese Stufe wird heute vom Seebache zerschnitten und mit steilem Gefälle durchheilt. Es ist dies das einzige Mal bis Wallgau, wo das anstehende Gestein noch heute von dem Gewässer am Boden des Quertales zerschnitten wird.

Das Tal von Mösern mündet bei Seefeld breit und gleichsöhlig in das Haupttal. Bei der Ruine Milser mündet von links der Klamm bach. Er kommt aus einem kurzen Quertälchen. Von seiner Mündung zieht sich jedoch eine breite, mit Moränen in beträchtlicher Mächtigkeit aufgefüllte Talmulde nach Nordwesten zur Leutasch. Sie beginnt mit einer 100 m hohen Felsstufe in rund 1150 m, steigt innerhalb der Moränen zu der nur 100 m höheren Wasserscheide und senkt sich dann allmählich zur Leutasch. Der Richtung nach bildet sie die unmittelbare Fortsetzung des Paßtales von Reith bis Seefeld nach Norden hin.

Bei den Seestadeln mündet ebenfalls von links die Senke „Durch den Boden“ mit einer von jungem Gehängeschutt verhüllten Stufe, deren Höhe zu ungefähr 1110 m anzusetzen ist. Die aufgeschüttete Talsohle steigt allmählich nach Westen an und erreicht bei den Unteren Mähdern die von der Klamm bachmündung kommende breite Mulde, die sie in der in der Einleitung angegebenen Weise kreuzt.

Bei dem an den Hohen Sattel anschließenden, ebenfalls von Westen mündenden kurzen Tälchen kann von einer Stufenmündung nicht mit Sicherheit gesprochen werden.

Kurz vor Scharnitz biegt das Tal ostwärts um und vereinigt sich gleichsöhlig mit dem aus der Hinterau kommenden Tale der Isar. Die letztere schneidet am linken Ufer bei der Brücke von Eisack eine locker verfestigte Nagelfluh mit deutlich erkennbarem deltaartigem Einfallen nach Norden an. Die Oberfläche der Nagelfluh liegt in etwa 1000 m. Auf der Karte der Österreichischen Reichsanstalt wird sie als Gehängebrekzie, auf der Karte von Re is und P f a f f als Jüngere Nagelfluh ausgeschie-

den. Der Karwendelbach mündet 1 km talaufwärts von Eisack in die Isar mit einer heute zerschnittenen Stufe in rund 1050 m.

Das ganze Tal ist innerhalb des Dolomitgebietes stark verschüttet, mächtige Fußhalden umsäumen die steilen seitlichen Gehänge. Die Breite der Talsohle schwankt zwischen $\frac{1}{2}$ und 1 km. Sie wird vielfach von einer zusammenhängenden, niedrigen Schotterterrasse erfüllt, welche von Pfaff zusammenhängend bis nach Krünn kartiert und als Niederterrasse bezeichnet ist. Sie ist jünger als alle Moränenbildungen des Tales und sicher postglazial, woran auch das nicht seltene Vorkommen kristalliner Geschiebe in ihr nichts ändert; solche sind aus den älteren diluvialen Ablagerungen der Gegend herausgespült, auch im heutigen Isarbett sind sie nicht selten zu finden.

Bei Scharnitz wird der Wettersteinkalk in der außerordentlich steilwandigen Enge der Porta Claudia durchbrochen. Gleich unterhalb, wo das Tal in reichsdeutsches Gebiet eintritt, erweitert es sich beträchtlich im Bereiche der Muschelkalk- und Myophoriaschichten. Dann folgt eine neuerliche Verengung im Wettersteinkalk, welche wohl nur deshalb viel geringer ist als diejenige bei Scharnitz, weil die Isar hier durch die Leutasch erheblich verstärkt wird. Die Breite der Talsohle beträgt bei Scharnitz rund 500 m, an der Porta Claudia kaum 250 m, unmittelbar nördlich der letzteren dagegen über 1 km, nördlich der Leutaschmündung etwa 800 m. Ein Blick auf die geologische Karte lehrt, daß das Tal offenbar einer maskierten Störungslinie folgt.

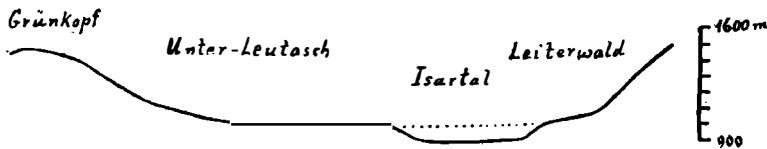


Fig. 1. Querschnitt durch das übertiefte Isartal bei Mittenwald.

Maßstab der Länge und Höhe = 1 : 50 000.

Punktirt: Talsohle in der Höhe der präglazialen.

Stufenmündungen von Seitentälern sind nur linksseitig entwickelt. In 1030 m endet das Tal der Leutasch, die 100 m hohe Stufe wird heute von der Ache in einer engen und wegen ihrer Wildheit vielbesuchten Klamm zerschnitten. Unmittelbar vor Mittenwald mündet das breite, flachgeböschte Laintal mit eben-

falls 100 m hoher Stufe in 1010 m; in ihm liegt die glaziale Wanne des Lautersees inmitten einer reich gerundhöckerten Dolomitlandschaft, in welcher sich unmittelbar westlich in etwa 1070 m Höhe die niedrige Wasserscheide zum Ferchensee und damit zur Loisach befindet.

An der rechten Talseite werden aber solche Stufenmündungen durch recht auffällige Gehängevorsprünge und Felsleisten in entsprechender Höhenlage vertreten. Unterhalb der Porta Claudia ist das rund 1100 m hohe Brunnensteinköpfel zu den ersteren, gegenüber der Leutaschmündung der Leiterwald in 1060 m und gegenüber der Laintalmündung der Raineckwald in 1070 m, dessen moränenbestreute Kuppe allerdings aus einer diluvialen Nagelfluh besteht, zu den letzteren zu rechnen. Diese Felsleisten des rechten Talgehänges bilden auch unterhalb Mittenwald ein bezeichnendes Merkmal der Landschaft, sie stellen eine deutliche Unterbrechung der einförmigen Schutthalden am Fuße der hochragenden Steilhänge des Karwendelgebirges dar.

Die Stufenmündungen der Seitentäler bis Mittenwald können im allgemeinen als wenig durch die eiszeitlichen Gletscher umgestaltet gelten. Die Richtung der Täler, deren Ausgang sie darstellen, verlief meistens ziemlich rechtwinkelig zur Strömungsrichtung des Eises, die Täler selbst lagen außerhalb des Bereiches eigentlicher Lokalvergletscherung. Nur das Tal des Karwendelbaches bildet in letzterer Hinsicht eine Ausnahme, seine Stufenmündung liegt auch erheblich tiefer und fällt aus der gleichmäßigen Höhenkurve der Stufenmündungen in auffälliger Weise heraus.

Betrachtet man die Stufenmündungen der Seitentäler als Zeugen für die voreiszeitliche Talbodenhöhe, dann ergibt sich für die letztere folgendes Gefälle: vom Laintal bis zur Leutasch 10 ‰, von hier bis zur Klamm bachmündung 11 ‰, dann stärker ansteigend bis Seefeld gegen 30 ‰. (Leutasch-Seestadeln 10 ‰, Seestadeln - Klamm bachmündung 13 ‰.) Das Ergebnis entspricht den Vorstellungen von den Gefällsverhältnissen der Mittelgebirgstäler und weist darauf hin, daß auch zur Präglazialzeit bei Seefeld der Talbeginn lag, daß also der Vorgang, welcher zur Köpfung des Seefelder Quertalzuges führte und den jetzigen Tal torso heranbildete, älter sein muß als die dem Eiszeitalter unmittelbar vorangehende Präglazialzeit im engeren Sinne.

2. Das Isartal von Mittenwald bis Wallgau

Bei Mittenwald ändert sich das Landschaftsbild im Quertale von Grund aus. Das breite, überwiegend dolomitische „Mittelgebirge“ des Hauptlängstales von Garmisch-Partenkirchen mündet hier von Westen mit seinen niedrigen Waldkuppen. In außerordentlicher Weise war hier dem eiszeitlichen Talgletscher, welcher vom Seefelder Passe kam, die Möglichkeit zu seitlicher Ausdehnung gegeben.

Gleichzeitig dehnt sich das Isartal selber nördlich von Mittenwald in auffallender Weise aus.

Von Stufenmündungen ist auf der ganzen Strecke nicht eigentlich etwas Sicheres zu beobachten, wenn man nicht die ziemlich breite Dolomiterrasse der Aschaukapelle hierher rechnen will, welche sich in etwa 970 m Höhe zwischen Marmorgraben und Seinsbach vor die Mündung des letzteren baut. Entsprechend dieser Terrasse zieht sich südöstlich von Krünn am rechten Talgehänge ein niedriges Felsgesimse in durchschnittlich 950 bis 960 m Höhe als sehr auffällige Erscheinung entlang. Sie entspricht weiterhin durchaus einem präglazialen Talsohlengefälle von rund 10 ‰. Dazu gehört auch die zerschnittene Stufenmündung des Finzbaches bei Wallgau in etwa 950 m.

Viel wichtiger ist aber eine breite Terrasse, welche sich auf der westlichen Talseite an das Werdenfelser „Mittelgebirge“ anlehnt und von niedrigen Kuppen gekrönt wird, die nur zweimal 1000 m Höhe erreichen. Sie ragt nur wenig — im Höchstwert 120 m — über der heutigen Talsohle auf und ist durchaus von mächtigen diluvialen Ablagerungen aufgebaut, welche sich nach Westen in einen niedrigen Zug von Raiblerkalken fortsetzen. Die fast ebene Oberfläche geht über beide Bildungen hinweg; der Wechsel in der Beschaffenheit des Untergrundes ist vielfach nur daran zu erkennen, daß runde Einsturztrichter auf das Vorhandensein von Raiblergipsen hinweisen.

Da eine eingehende Würdigung dieser Diluvialterrasse wie auch zahlreicher anderer Diluvialbildungen in der Nachbarschaft von Mittenwald durch Penck zu erwarten steht, so möge ihrer hier nur insoweit Erwähnung geschehen, als ihnen größere allgemeine Bedeutung für die Talgeschichte der Isar beigemessen werden kann.

In dieser Hinsicht genügt der Hinweis auf einen gewaltigen, an 100 m hohen Anriß der linken Isarseite, welcher im innersten

Winkel des auffälligen Bogens, den die Isar etwa 4 km nördlich von Mittenwald um den rechtsufrigen Vorsprung „Auf dem Horn“ nach Westen ausführt, durch die kanjonartig tief eingerissene Schlucht eines kleinen, hier mündenden Rinnals gebildet wird. Man sieht hier: oben, unter der etwa 960 m hohen Oberfläche der Leite, frische Moräne von weißlicher Farbe mit vielen und teilweise recht großen kristallinen Geschieben und massenhaften gekritzten Kalksteinen, rund 5 m mächtig; darunter löcherige, graue bis gelbliche Nagelfluh, mit vereinzelt, nur nesterweise angereicherten kristallinen Geschieben, lagenweise fest verkittet und dann mehrfach zu hübschen Erdpyramiden verwittert, nach unten vielfach locker, rund 25 m mächtig; zuunterst weißen, dichten Kalkmergel — Seekreide —, nach oben in gelbliche Letten übergehend, rund 50 m mächtig. Östlich angelagert, jedoch von der Seekreide überdeckt, ist ein alter Schuttkegel des Marmorgrabens, den die Isar heute durchschneidet und dessen Aufbau im Straßenanschnitt gegenüber der Aschaukapelle gut festzustellen ist: er zeigt schräge Schichtung nach dem Rande in fächerförmiger Entwicklung bei ganz eckigem Material, dem auch vereinzelte kristalline Geschiebe beigemischt sind. Stellenweise ist er stark verkittet.

Die drei diluvialen Ablagerungen, welche diese hohe Terrasse links der Isar aufbauen, bieten jede für sich in mannigfacher Hinsicht ein besonderes Interesse.

Die Seekreide ist mehrfach am linken Talhang zu beobachten. Die von Mittenwald nach Wallgau führende Straße schneidet bis zur Husselmühle anstehenden Dolomit an, von hier an ist jedoch nur noch das Diluvium erschlossen. Ein lehrreicher Aufschluß wird durch den heute aufgelassenen ehemaligen Postkeller geboten, welcher mehrere Meter tief in die Seekreide hineingebaut ist; da die ursprüngliche Holzverschalung jetzt zusammengefallen am Boden liegt, bietet sich in besonders schöner Weise eine Möglichkeit, sich über das Wesen der Seekreide zu unterrichten. Die Decke des Kellers zeigt eine feine und regelmäßige Wellung in der Oberfläche der einzelnen Kreidelagen, ganz wie echte Rippelmarks, um die es sich hier auch offensichtlich handelt, ein Beweis dafür, daß die Kreide augenscheinlich eine echte Seeablagerung darstellt. Einzelne Geröllagen greifen in die Kreide ein; ich habe in ihnen weder kristalline noch etwa gekritzte Geschiebe finden können.

Große Anrisse, augenscheinlich aufgelassene ehemalige Kiesgruben und Kreidebrüche, zeigen weiterhin, daß die Kreide nach oben außerordentlich sandig wird, die Geröllagen werden mächtiger, führen aber nirgends kristalline oder gekritzte Geschiebe. Bei ausgesprochener Schichtung ist ein deutliches nördliches Einfallen des gesamten Komplexes mit ziemlich steiler, im Einzelnen wechselnder Neigung zu beobachten. Auf die Entfernung läßt sich erkennen, daß es sich hier um ein gewaltiges Delta handelt, welches von Süden her in den See hineingeschüttet worden ist, von dessen Bestehen die ebenfalls sehr mächtige Seekreide deutliches Zeugnis ablegt.

Bemerkenswert ist die festzustellende größte Höhe der Seekreide bei Mittenwald in rund 930 m. Damit ergibt sich nämlich eine Mindesthöhe für den zugehörigen Seespiegel, welcher nach Lage der Dinge vermutlich sogar noch nicht unwesentlich höher gelegen haben dürfte. Der Seespiegel war also höher als die heute noch nicht 900 m hohe Wasserscheide gegen den Walchensee bei Wallgau, er war vermutlich sogar auch höher als die heutige Wasserscheide gegen die Loisach westlich von Klais und des Barmsees. In dieser Tatsache liegt der Schlüssel zum Verständnisse mancher wichtiger Erscheinungen in der nördlich und östlich von Wallgau gelegenen Talentwicklung.

Die Nagelfluh entspricht faziell vollkommen der Deltanagelfluh von Scharnitz-Eisack, deren Oberfläche, bei 10 km südlicherer Lage, in rund 1000 m beide Vorkommnisse als zusammengehörige Reste einer einheitlichen Schotterterrasse erscheinen läßt, deren 4 ‰ betragendes Gefälle sich ganz im Rahmen der für eiszeitliche Schotterterrassen üblichen Maße hält.

Die obersten Moränen bieten abermals ein besonderes Interesse. Sie ordnen sich zu langen, nordsüdlich gestreckten Wällen von eindrucksvoller landschaftlicher Wirkung. Bemerkenswert sind die in ihnen vorkommenden großen kristallinen Blöcke. In einzelnen Kuppen setzen sie sich auch noch weiter westwärts fort. Östlich von dieser echten Wallmoränenlandschaft liegt das weite Talbecken von Krünn mit den ausgedehnten Mösern in der Nachbarschaft des stark verlandeten Barmsees. Hammerförmig liegt vor dem eigentlichen Isartal eine weite Niederung, deren Boden aus jungen Schotterablagerungen besteht, welche

gegenwärtig durch die Arbeiten der Isarverlegung für das Walchenseekraftwerk mehrfach gut angeschnitten worden sind.

Die nähere Umgebung von Wallgau bietet Gelegenheit, die im Isartale nördlich Mittenwald gewonnenen Erkenntnisse erheblich zu erweitern. Die Wasserscheide gegen den Walchensee ist außerordentlich lebhaft gerundhöckert. Eine leichte Grundmoränendecke überkleidet ihre Vertiefungen. Westlich der Vereinigung der alten Kesselbergstraße und des Sträßchens nach Vorderriß wird in einer Kiesgrube zwischen den Rundhöckern ein nordwärts einfallender Deltaschotter ausgebeutet.

Im Stiergraben wie auch noch im Milch- und ganz besonders im Zellergraben kann man eine wahre Mustersammlung der verschiedensten zentralalpiner Gesteine in ungeheuren, teilweise vollkommen eckigen Blöcken beobachten, wie solche in einer derartigen Anhäufung nur am Gletscherrande abgesetzt werden konnten. Die Talweitung bei Wallgau und Krünn entspricht augenscheinlich einem späteiszeitlichen Gletscherhalte. Dieser liegt weit innerhalb des Gebirges, ist also sicher jünger als das Bühlstadium; andererseits ist er aber auch älter als das Gschnitzstadium, denn dessen zentralalpine Gletscher haben den Seefelder Paß nicht mehr zu überschreiten vermocht. Nach dem in der Mitte dieser ausgedehnten Talweitung gelegenen Dorfe Krünn möge dieser Gletscherhalt als Krünnstadium bezeichnet werden, ohne dabei mit dem Begriff des Stadiums eine besondere stratigraphische Bedeutung zu verknüpfen.

Der Barmsee liegt in einem toten Winkel der Talweitung, er wird durch die nacheiszeitlichen Schotter des Isartales gegen Osten hin abgedämmt.

Östlich in nächster Nähe von Wallgau treten die mittleren Schichtglieder des Mittenwalder Diluvialprofils wieder auf. Auf der Straße nach Vorderriß trifft man schon nach einem halben Kilometer auf die Reste einer Nagelfluhterrasse, welche zwischen Milch- und Zellergraben besonders schön entwickelt ist und dort als breite Leiste mit unregelmäßiger Oberfläche und gewaltigen Steilabstürzen sich gegen 100 m über der heutigen Talsohle an das dolomitische „Mittelgebirge“ des Walchenseegebietes anlehnt. Die Nagelfluh ist durchweg sehr gut verkittet, bildet Kanzeln und natürliche Brücken; kristalline Geschiebe wechselnder Größe kommen gelegentlich vor, sind aber im allgemeinen nicht häufig.

Ihre Oberfläche liegt in 940 m, bemerkenswerterweise über 40 m höher als die Wasserscheide von Wallgau, über welche sie sich aber nicht etwa ins Walchenseegebiet hinein fortsetzt. Diese Höhenlage ist entscheidend, denn sie erweist die Zusammengehörigkeit auch dieser Nagelfluh mit derjenigen von Scharnitz und Mittenwald, mit welcher letzterer sie ein Gefälle von rund 3 ‰ verbindet. Demnach haben auch diese dasselbe Alter. Die Nagelfluh entspricht faziell dem Hochterrassenschotter des Alpenvorlandes, sie ist älter als die letzte Vergletscherung, und da sie in dem bereits übertieften Isartale liegt, so ist sie interglazial. Im Isartale ist genau wie im Inn und Lechtale eine mächtige Zuschüttung während der letzten Interglazialzeit erfolgt.

Im Liegenden der Nagelfluh, welche aber westlich des Stiergrabens bis zur Isar hinabreicht, erscheint im Zellergraben unter einem Quellhorizont auch hier eine Art Bänderton, der teilweise als gelbliche Letten, mitunter auch als grauer Feinsand, meist aber als dichter, vollkommen geröllfreier Kalkschlamm entwickelt ist. Im Milchgraben kommen unter dem Bänderton Liegendmoränen vor, und da etwa $\frac{1}{2}$ km östlich von Wallgau in einem Blockmoränenauflauf an der Straße nach Vorderriß prächtig gekritzte Geschiebe der in unmittelbarer Nähe anstehenden Nagelfluh vorkommen, so ist das interglaziale Alter der letzteren auch stratigraphisch sichergestellt. Im einzelnen möge auch hier den zu erwartenden Darlegungen Pencks nicht vorgegriffen werden.

3. Das Isarlängstal von Wallgau bis Fall

Bei Wallgau biegt die Isar mit scharfem Knick in die große Längstalfucht ein. Zum Verständnis der allgemeinen Talentwicklung ist es zweckmäßig, ihrem Lauf zunächst noch weiter zu folgen.

Das Isarlängstal, die Krammetsau genannt (auf dem Positionsblatt 866 Riß als „Grammersau“ bezeichnet), ist ein breites, urwüchsiges Waldtal, dessen rechte Flanke von den Steilhängen des Karwendelvorgebirges gebildet wird, während zur Linken die niedrigen Kuppen des „Mittelgebirges“ beiderseits der Jachenau das Ufer nur um wenige Hundert Meter überhöhen. Der Talboden, bis zur Mündung des Rißbaches durchschnittlich $\frac{1}{2}$ km, dann plötzlich dreimal so breit und weiterhin bis Fall

durchschnittlich 1 km Breite innehaltend, ist vollständig „vergriest“, eine breite und unwegsame Schuttfläche, in welcher der Fluß in vielfachen Verästelungen und Windungen sich ständig ein neues Bett gräbt.

Die beiderseitigen Talgehänge sind in hervorragender Weise durch die eiszeitliche Vergletscherung unterschritten. Keine Spur einer Felsleiste oder eines Gehängevorsprunges, keine Stufenmündung, sondern statt dessen scharf eingefressene Schluchten bis in die hohen Kammregionen hinauf und einheitliche Steilhänge, an deren Fuß sich gewaltige Schutthalden aneinanderreihen. Sogar die kurzen Tälchen der linken Talseite sind bis hoch hinauf klammartig ausgebildet, beim Staffelgraben ist dies beispielsweise bis über 1000 m hinauf der Fall. Nur die zum obersten Schronbach führende Senke der Klassenalpe (983 m) hat auch nach Süden bei der Reiseralpe noch in 970 m eine breite Stufenmündung — welche übrigens auch landschaftlich sehr auffallend hervortritt —, unterhalb welcher der schmale Einschnitt des vereinigten Rabenwinkel-, Schneckenlahner- und Seibertsgrabens beginnt, welche sich mit dem Staffelgraben zum Wilfertsbach vereinigen. Das weit ins Karwendelgebirge hineinreichende Dürrachtal ist bis hoch hinauf, bis über 900 m, scharf und teilweise sogar klammartig eingeschnitten. Das noch wichtigere und breitere Tal von Riß mündet ebensohlig und gleichwertig ins Isartal.

Auch auf dieser Strecke treten dieselben diluvialen Ablagerungen auf wie bei Mittenwald, auch hier bieten sie einige bemerkenswerte Einzelheiten. Die interglaziale Nagelfluh setzt unterhalb Wallgau zunächst aus. Östlich von Vorderriß sticht sie aber an der Flußleite unterhalb der Straße unter dem jüngeren Schutt der 30 m hohen Terrasse von Vorderriß in etwa 800 m hervor. Sie ist hier etwa 10 m mächtig, teilweise recht fest verkittet, anscheinend ohne kristalline Geschiebe und besonders gut an dem Holzwege aufgeschlossen, welcher etwa $\frac{1}{2}$ km östlich von Vorderriß von der Straße zur Flußau hinabführt. Die Tatsache, daß die Nagelfluh hier von jüngeren Bildungen überlagert wird, beweist, daß sie teilweise erodiert und ihre ursprüngliche Oberfläche jedenfalls nicht mehr erhalten ist.

Am linken Isarufer tritt sie dann noch einmal in ganzer Mächtigkeit hervor. Sie baut den ganzen Rücken der Au am Ostfuß des Spitzberges auf, mit einer im großen annähernd ebenen,

in kleinen aber vielfach unruhigen Oberfläche von rund 890 m Durchschnittshöhe. Gegenüber der Mündung des Schneckenlahnergrabens ist sie in einem großen Anriß am rechten Ufer des Wilfertsbaches gut aufgeschlossen. Sie ist hier mindestens 50 bis 60 m mächtig, doch sind diese Zahlen bei der starken Ver-rutschung des Hanges nur Annäherungswerte. Im allgemeinen ist sie hier ziemlich locker, doch kommen auch einige fest verkittete Bänke vor, kristalline Geschiebe wurden nicht gefunden. Ihre Oberfläche ist mit derjenigen der Wallgauer Nagelfluh wiederum durch ein Gefälle von 3‰ verbunden. Damit wird die Einheitlichkeit der ganzen Ablagerung und somit auch ihre Gleichzeitigkeit erneut bewiesen.

Die Nagelfluh der Au ist das letzte Vorkommnis der interglazialen Nagelfluh, welche das Isartal von Scharnitz ab erfüllt hat; von Fall an abwärts ist keine Spur mehr von ihr und auch keine etwa entsprechende Bildung mehr vorhanden.

Das Hangende der Nagelfluh ist der nacheiszeitliche Schotter, welcher von Scharnitz an über Mittenwald und die Talweitung südlich von Wallgau gleichmäßig, aber mit wachsender Sprunghöhe durchzieht. Er bildet die weite Terrasse, auf welcher Vorderriß liegt. Sie wächst mit gleichaltrigen Schotterfeldern am Ausgange des Riß- und Dürrachtales zusammen, ist aber später vielfach wieder zerschnitten und so nur noch bruchstückweise erhalten geblieben. Bei Wallgau liegt sie in etwa 860 m, am Oberen Bettelläger in rund 840 m, bei Vorderriß in 810 m, bei Fall in 770 m, hat also ein durchschnittliches Gefälle von 5‰. Unterhalb von Wallgau bis nach Vorderriß sind gekritzte Geschiebe in diesem Schotter keine Seltenheit, auch führt er nicht seltene kristalline Gerölle. Dieser Schotter begleitet die Isar aber auch über Fall hinaus in das dort anschließende Quertalstück hinein.

Das Liegende der Nagelfluh ist auch hier der Kalkschlamm der Seekreide. Sie kommt am linken Ufer des Wilfertsbaches kurz oberhalb wie auch unterhalb des beschriebenen großen Anrisses vor und erreicht in einem kurzen rechten Seitentälchen, welches an der Stelle mündet, wo der Bach aus einer Klamm im Anstehenden in eine recht breite Aufschüttungsaue hinaustritt (über „Alter“ von Alter Kreidebruch des Positionsblattes 866 Riß), 820 m Höhe. Aber auch sonst sind immer wieder mehr oder weniger ausgedehnte Reste der Seekreide im ganzen Ver-

laufe dieses Talstückes zu beobachten. So trifft man gegenüber dem nördlichen Brückenende bei Ochsensitz an der Straße unter dem stark verrutschten, an gekritzten Geschieben reichen Schotter des Hanges ebenfalls den grauen bis gelblichen, mürben Sandstein, und dieser selbe Sandstein ist bei Niedrigwasser als Untergrund der alluvialen Isartalaue bei Vorderriß selber zu beobachten. Da aber hier auch, wie beschrieben, Reste der interglazialen Nagelfluh am Hange unter den Stadialschottern der Terrasse von Vorderriß vorkommen, ist der der Seekreide gleichwertige Sandstein als Liegendes der Nagelfluh zu betrachten, welche hier in genau derselben Weise wie auch bei Mittenwald und Wallgau in eine Vertiefung seiner Oberfläche eingreift. Bei Fall dagegen wie am rechten Dürrachufer bei der Straßenbrücke liegt ein fetter weißer Bänderton, welcher nur stellenweise sandige Beschaffenheit und gelbliche Farbe annimmt, unter den Stadialschottern jener Terrasse und wird von ihnen bedeckt. Im übrigen soll auch hier im Hinblick auf die bevorstehende Veröffentlichung von P e n c k auf weitere Einzelheiten nicht eingegangen werden.

Durch die Dürrach ist die Isar zur Seite gedrängt worden und hat sich bei Fall in enger Schlucht epigenetisch in einen niedrigen Dolomitvorsprung des linken Talhanges eingeschnitten, während das ursprüngliche Tal südlich davon liegt und von Bänderton und Schotter der Terrasse von Fall ausgefüllt wird.

Betrachtet man unbefangen und ohne Kenntnis der Flußrichtung die Talentwicklung bei Fall, so gewinnt man unbedingt den Eindruck, daß hier aus der Vereinigung mehrerer enger Ursprungstäler ein breites, nach Westen geöffnetes Haupttal entsteht. Berücksichtigt man die Tatsache, daß dieses breite Tal gemäß den fast ununterbrochenen Seekreidevorkommnissen in ganzer Ausdehnung von einem stattlichen See erfüllt gewesen ist¹⁾, so ist die Entscheidung nicht schwer, den engen, romantischen Durchbruch zwischen Hennenkopf und Sylvenstein — in der Literatur auch als Hühnerkopf bzw. Hühnerköpfe bezeichnet — als einstige stauende Barre zu erkennen. Die Einzel-

1) Beweisend ist hier auch ein Vorkommnis von Seekreide in über 900 m Höhe, also ganz wie bei Mittenwald, welches Herr Dr. Hemmer in Wallgau (nach freundlicher mündlicher Mitteilung) am linken Isarufer im innersten Fischbachgraben, am Südabfall des Altlachberges, anlässlich seiner Asphaltmutungen auffand.

beobachtung des Formenschatzes in der Umgebung von Fall führt in dieser Frage zu folgenden Feststellungen:

Am linken Ufer der Isar sinkt der Falkenberg erst mit sanfter Böschung ab, verläuft dann in rund 940 m fast eben zum Hennenkopf und bricht hierauf erst nahezu senkrecht, dann sehr steil zum Flusse ab. Am rechten Ufer ragt jenseits der Walchenmündung zunächst etwa 50 m hoch eine Steilwand auf, welche in den tieferen Teilen über und über mit Wasserkolken bedeckt ist; dann folgt ein steiler bewaldeter Anstieg und hierauf der ganz schwach geneigte, runde Kamm des Sylvensteins (970 m) am Schergenwieserberg. Das südlich des Durchbruches von Osten her mündende Walchental ist 500 m taleinwärts durch einen etwa 40 bis 50 m über der Isar aufragenden Felssporn beträchtlich eingengt. Noch südlicher, gegenüber der Dürrächmündung, ist am linken Ufer dem Falkenberg ein auffallender Hügel von 50 m Höhe angegliedert.

Die untere Steilwand am Sylvenstein mit ihren prächtigen Wasserkolken zeigt, daß hier in ganz junger Zeit ein Felsriegel von der Isar zerschnitten wurde, dessen Oberfläche in 770 bis 780 m Höhe lag. Daß die Kolke am linken Ufer fehlen, geht auf Eingriffe von Menschenhand zurück, da nach Höfler (47) im Jahre 1468 der Rat von Mittenwald die enge, gefährliche Floßdurchfahrt am Sylvenstein erweitern ließ. — In solcher Höhe würde der frühere Felsriegel die Isar nur bis etwa 3 km unterhalb Vorderriß zu einem See zu stauen vermögen. Vielleicht kommt für einige der tiefliegenden Bändertonvorkommnisse in der Umgebung von Fall ein solcher See in Frage. Zur Zeit der Ablagerung des jungen Schotters von Fall, dessen Oberfläche bei Fall gerade in 770 m Höhe liegt und sich in das Quertal hinein senkt, braucht die Zerschneidung des Riegels aber noch nicht nennenswert weit vorgeschritten gewesen zu sein. Die Wasserkolke sprechen gleichfalls für ein sehr geringes Alter dieser Zerschneidung. Die erwähnten, in der Höhenlage entsprechenden Felssporne im Walchental wie am Falkenberge deuten darauf hin, daß der niedrige Felsriegel in der Art einer ziemlich breiten Felsplatte ausgebildet war. Die talaufwärts gelegene Talstrecke ist wannenartig in diese Felsplatte eingesenkt; man könnte an ein stadiales Zungenbecken denken, doch widerspricht dem das vollkommene Fehlen von Moränenablagerungen. — Auch außerhalb der engsten Nachbarschaft des Felsriegels von Fall findet

man Hinweise auf lebhaftere Wassererosion, wozu besonders auch Wasserkolke am niedrigen Steilabfall des Jägerberges an der Südseite der Walchenmündung zu rechnen sind.

Der niedrige Felsriegel bei Fall kann aber mit dem großen interglazialen Talsee, welcher sich von Mittenwald an bis über den Wilfertsbach hinaus nachweisen läßt, nicht in Beziehung gebracht werden. Das höchste Vorkommen der diesem See zuzurechnenden Seekreide bei Mittenwald ergibt für jenen eine Mindestspiegelhöhe von 930 m. Die stauende Barre muß also in noch größerer Höhe zu suchen sein. Die Sohle der Seekreide liegt dagegen überall in unbekannter Tiefe unter dem heutigen aufgeschütteten Talboden. — Nun ist eben auf die eigenartige Formung sowohl des 940 m hohen Hennenkopfes wie des gegenüberliegenden 970 m hohen Sylensteines hingewiesen worden. Von einem talabwärts gelegenen Punkte aus gewährt besonders der erstere einen geradezu überzeugenden Anblick: man glaubt mit Sicherheit dort einen hochgelegenen, flachmuldigen Talboden zu erkennen, der nachträglich tief und steil zerschnitten wurde. Berücksichtigt man nun noch, daß nahe dieser Stelle der nur 984 m hohe breite Rücken des allseitig von tiefen Furchen umschnittenen Jägerberges zwischen Falkenberg und Hühnerberg sich einschiebt, so drängt sich die Vorstellung auf, daß hier der interglaziale See durch eine gegen 1000 m hohe Schwelle gestaut wurde.

Bei Krünn ist aus Stufenmündungen und Felsleisten im Haupttale die präglaziale Sohlenhöhe desselben zu rund 950 m bestimmt worden. Es wurde ferner bereits darauf hingewiesen, daß der interglaziale Isartalsee infolge seiner Spiegelhöhe vielleicht ins Loisachgebiet, zum mindesten aber über den niedrigen Paß von Wallgau ins Walchenseegebiet überfließen konnte. Wenn nun bei Fall ursprünglich eine Schwelle vorhanden war, welche höher war als die präglaziale Isartalsohle bei Krünn, so beweist dies, daß zur Präglazialzeit die Isar nicht durch das heutige Längstal der Krammetsau nach Osten abgeflossen ist. Vielmehr muß in diesem Längstale die Entwässerung in einer der heutigen entgegengesetzten Richtung von Osten nach Westen erfolgt sein. Wo der präglaziale Isarlauf unterhalb von Wallgau zu suchen ist, wird sich aus der Untersuchung des Walchenseegebietes ergeben müssen.

Die Auffassung von einer ursprünglich ostwestlich gerichteten

teten Entwässerung in der Krammetsau wird auch durch anderweitige Tatsachen bestätigt. So erklärt sie ohne weiteres die gegenüber dem präglazialen Haupttalboden bei Krünn zu große Höhe der erwähnten Stufenmündung der Reiseralpe. Etwas weiter talabwärts bildet am rechten Talhange die sumpfige Senke der Wiesalpe in 1015 m offenbar den durch Moränenverbauung etwas überhöhten ursprünglichen unmittelbaren Ausgang des Westerdürrachtales zur Krammetsau, bis nach erfolgter Übertiefung des Haupttales ein Seitenast der nun scharf einschneidenden Dürrach den Krottenbach anzapfte. Endlich ist hier das eigentümliche breite Trockental zu erwähnen, das mit einer 100 m hohen Stufe in 840 m über dem Walchenunterlauf beginnt und sich über eine 855 m hohe, in rezentem Schutt begrabene Wasserscheide im Süden des Jägerberges zum Isartal zieht, in welches es unter sehr spitzem Winkel ebenfalls mit einer etwa 70 m hohen Stufe mündet (810 m); es hat einen breiteren Querschnitt als das unterste Walchental, die Hänge sind weniger steil, das Ganze stellt offenbar einen alten Walchenunterlauf dar, welcher außer Tätigkeit gesetzt wurde, als sich der neue Durchbruch im entgegengesetzten Sinne der bisherigen Talentwicklung über den Sylvenstein nach Norden immer weiter entwickelte. Auch hier wurde, wohl durch eine Anzapfung, eine neue Verbindung im Norden des Jägerberges geschaffen, das Tal bis zur Höhe des Felspornes eingeschnitten und dann glazial erweitert, endlich erfolgte die spätstadiale Eintiefung in dem heute vorhandenen Betrage.

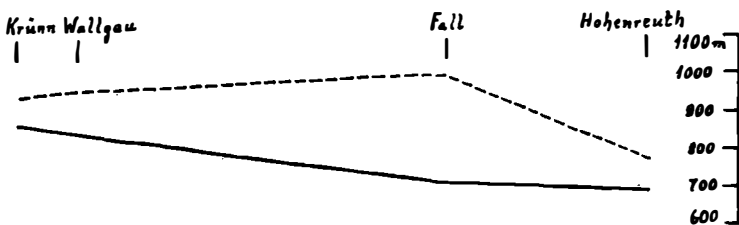


Fig. 2. Längsschnitt durch das Isartal in der Krammetsau und bis Hohenreuth.
Maßstab der Länge 1 : 400000, der Höhe 1 : 20000.
Gestrichnet: Präglaziales Talgefälle.

Es ist eine sehr mannigfaltige Fülle talgeschichtlicher Vorgänge, welche sich in der Umgebung von Fall feststellen läßt. Die Reihenfolge ist diese:

1. präglaziale ostwestliche Entwässerung der Krammetsau, Walchenmündung südlich des Jägerberges, Mündung der Westerdürrach an der Wieselpe, sehr geringes Gefälle im Längstal (bis Krünn nur etwas über 2 ‰!);
2. Austiefung des Talbeckens bis unter die heutige Schutt-
aue, am Jägerberg hochragende Stauschwelle;
3. Seebildung von Mittenwald bis Fall in dem übertieften Talbecken, Spiegelhöhe mindestens 930 m;
4. Zuschüttung des Beckens durch eine nach Art einer Schotterterrasse entwickelte Nagelfluh, Abfluß bei Fall nach Norden;
5. letzte Hauptvereisung, glaziale Ausgestaltung des bis 770 m eingeschnittenen Durchbruches bei Fall und des neuen Walchenunterlaufes (ebenfalls bis 770 m);
6. Rückzug des Eises, Stadium von Krünn mit Talweitung bei Wallgau;
7. letzte Talvertiefung, neuerliche Zerschneidung des Riegels von Fall und auch der jungen Schotterterrasse.

Zwischen 1. und 2. klafft eine bedeutende Lücke. Da die Nagelfluh mit den Seeablagerungen bei Mittenwald in engstem Zusammenhange steht, ist letztere als unmittelbar vorausgehende Bildung aufzufassen; und da wieder die Entstehung des Sees mit der Austiefung des Talbeckens ursächlich zusammenhängt, so muß diese wiederum als jener zeitlich unmittelbar vorhergehend betrachtet werden. Die Bildung des Talbeckens in der heutigen Tiefe und Breite ist ein Werk der Rißzeit, der See und seine Zuschüttung gehören der letzten Interglazialzeit an. Der Betrag der Übertiefung des Tales beträgt in der Krammetsau mindestens 200 m, wobei aber zu bedenken ist, daß die Mächtigkeit der diluvialen und alluvialen Aufschüttung der gegenwärtigen Talsohle nirgends bekannt und auch keinerlei Anhaltspunkt für eine auch nur annähernde Abschätzung derselben gegeben ist.

Jedenfalls ist hier die Talgeschichte erheblich anders verlaufen, als Penck sie früher aufgefaßt hat. Das wannenförmige Ende der übertieften Talstrecke bei Fall hat nichts mit einem Zungenbecken zu tun; es ist teilweise erst nachträglich in dieser Form zur Herausbildung gekommen, indem die interglaziale Schlucht am Ende des rißglazialen Beckens würmglazial ausgeweitet und in den eingeebneten Felsboden postglazial noch-

mals eine neue Schlucht eingeschnitten wurde. Davon, daß hier etwa das Bühlstadium des eigentlichen Isartales zu suchen wäre, kann keine Rede sein.

4. Das Isarquertal von Fall bis Tölz

Unterhalb der kaum 100 m breiten Enge, in welcher die Isar unterhalb von Fall nach Norden durchbricht, ist das Tal mit durchschnittlich $\frac{1}{2}$ km breiter Sohle zwischen niedrige Waldkuppen eines beiderseits in stattlicher Breite entwickelten „Mittelgebirges“ eingesenkt, welches noch durchaus der Dolomitzone angehört.

Der Talverlauf ist zunächst sehr einförmig: gleichmäßig steigen die ziemlich steilen Waldhänge beiderseitig bis zur Kammhöhe auf, von keinem Vorsprung unterbrochen. Nur am Talboden selbst gibt es zwei Terrassen. Die eine ist in zwei niedrigen Felsleisten von 100 bzw. 50 m Breite und 30 bzw. 20 m Höhe über dem Flusse nur örtlich am linken Ufer am Abfall des Anderlkopfes sowie $\frac{1}{2}$ km südlich der Mündung des Almgrabens entwickelt; auch gegenüber dem Anderlkopf liegt am rechten Ufer eine flachgeböschte Felsplatte, welche bis etwa 20 m über dem Flusse über und über mit echten, glatten Wasserkolken bedeckt ist. Offenbar hängt diese niedrige Terrasse und ihre Zerschneidung mit der Entwicklung des Riegels von Fall aufs engste zusammen.

Die zweite Terrasse ist die junge Schotterterrasse, welche sich vom Durchbruch bei Fall an ununterbrochen bis nördlich des Bacherleger etwa 20 m über dem Flusse erstreckt; hier an ihrem Ende ist sie gut aufgeschlossen und zeichnet sich einerseits durch viele kristalline Geschiebe, andererseits durch ausgesprochene schräge Deltaschichtung mit nördlichem Einfallen aus. Da ihre Oberfläche hier in rund 730 m liegt, so besitzt sie von Fall an ein größeres Gefälle als weiter talaufwärts, nämlich ein solches von rund 8 ‰; dies steht ebenso wie die Deltaschichtung am Bacherleger, wo die Terrasse plötzlich aufhört, augenscheinlich mit dem gleich zu besprechenden Tölzer See in Zusammenhang, in welchen sich der Schutt dieser Terrasse ergoß.

Durchwandert man das Isartal unterhalb des Durchbruches von Fall von Norden nach Süden, dann erscheint als seine natürliche obere Fortsetzung das breite Tal des Schronbaches. Allerdings ist letzterer selbst bis zur Unteren Schronbachalpe (812 m)

scharf eingeschnitten, sein Tal mündet in rund 800 m mit über 70 m hoher Stufe über dem Isartal, welches sich unmittelbar oberhalb zu dem Durchbruche von Fall verengert. Diese Stufenmündung ist wohl darauf zurückzuführen, daß, nachdem einmal der Durchbruch bei Fall erfolgt war, die wasserreiche Isar sich sehr schnell stark eintiefte, stärker als der kleine Schronbach mitkommen konnte. Es ist also eigentlich eine Längsstufe im Schronbachtal und kein Anhaltspunkt für einen etwaigen präglazialen Talboden in diesem Talstück der Isar. Für das präglaziale Gehänge als solches, das vielleicht von einem kleinen Böschungsbächlein benutzt wurde, ist ein Gefälle von mehr als 10 ‰, wie es sich von der Stufenmündung des Schronbaches bis zum Jägerberg bei Fall ergeben müßte, durchaus denkbar.

Die Stufe des Schronbaches selber ist aber wohl etwas zu tief, vermutlich unter dem Einflusse der letzten, darüber hinweggegangenen Hauptvergletscherung. Denn noch 6 km weiter talabwärts mündet der Klaffenbach von rechts über einer freilich durch Moränen überhöhten Stufe, deren Höhe rund 810 m beträgt. Weiterhin werden die Verhältnisse, soweit es sich um die Mündungen der Seitentäler handelt, sehr unsicher. Dies ist wohl auch der Grund, weshalb sich P e n c k für dieses Talstück nur mit ganz allgemeinen Bemerkungen begnügt hat (64, S. 195). Von der Mündung der Jachenau an verbreitert sich die Talsohle rasch, sie ist bei Lenggries etwa 3 km, bei Obergries etwa 4 1/2 km, bei Wackersberg gar rund 5 km breit. Die schon in der Flyschzone liegenden Seitentäler des Arzbaches links und des Steinbaches rechts haben beide eine noch in rund 800 m gelegene Stufenmündung. Sonst münden von den westlichen Zuflüssen die Jachenau und der Schwarzenbach gleichsohlig, ebenso von rechts der Almbach, und der ebenfalls von Osten kommende Hirschbach besitzt nach einem engen und steilen Mittellauf erst über 900 m ein ausgeglicheneres Gefälle. Es läßt sich also für die ganze, über 10 km lange Talstrecke vom Klaffenbach bis Obergries aus den Stufenmündungen der Seitentäler nur feststellen, daß etwa um 800 m — vermutlich etwas tiefer — die Sohle des präglazialen Tales lag, ohne daß für diese irgendein Gefälle erkennbar wäre.

Auch hinsichtlich der Gehängeleisten lassen sich nur ganz unsichere Feststellungen treffen. Am rechten Talhang zieht eine breite Felsterrasse vom Klaffenbach bis Hohenburg, der Almbach

zerschneidet sie. Unter einer Moränendecke ist sie südlich Hohenreuth rund 780 m hoch, bildet bei Fleckl an der Straße nach Tölz einen prächtigen Rundhöcker, erreicht weiter nördlich im Herrenköpfl 807 m und sinkt gegen Mühlbach auf 770 m. In dieser Höhe, 770 m, sind auch am gegenüberliegenden linken Ufer breite Felsvorsprünge am Langeneck zwischen Jachen und Schwarzenbach sowie am Eselauberg nördlich des Schwarzenbaches entwickelt. Hier kann man wohl, in Verbindung mit den durch die Stufenmündungen gegebenen Werten, die präglaziale Talsohle mit ziemlicher Sicherheit als festgestellt betrachten; von hier bis zum Jägerberg bei Fall ergibt sich immer noch ein Gefällsanstieg von rund 30 ‰, also ein für Quellarme von Mittelgebirgsgewässern üblicher Wert.

Innerhalb des eigentlichen Talbeckens von Tölz finden sich Vorsprünge an den beiderseitigen Gehängen dort, wo der Wettersteinkalk der Benediktenwand und des Geigersteines samt dem liegenden Muschelkalk das Tal als deutlicher Riegel quert; aber auch hier bildet bei Hohenburg St. Dionys in 800 m mit der Vorstufe des 740 m hohen Kalvarienberges und am linken Ufer bei Unter-Murbach der von 876 auf 820 m sich abdachende Rücken „In der Burg“ mit einer südlichen, 754 m hohen Vorstufe kein klares Bild. Ebenso gibt es in der Flyschzone am linken Ufer bei Schlegldorf felsige Leisten in 730 bis 800 m Höhe. Die Werte bleiben sich auffallend gleich: für den präglazialen Talboden ist innerhalb des Beckens von Tölz keinerlei Gefälle mehr erkennbar.

Im übrigen ist das weite Talbecken von Tölz bis über Hohenreuth hinauf erfüllt von breiten Feldern aus losen, frischen, an kristallinem Material sehr reichen Schottern, welche mehrfach treppenartig untereinander gegliedert sind. Aigner (1) hat sieben Teilfelder unterschieden, aber diese nach den Gefällsverhältnissen abgeleitet, da tatsächlich niemals an einer Stelle sieben verschiedene Stufen übereinander liegen.

Es bleibt die Bedeutung des Tölzer Talbeckens als solchen festzustellen. Es ist rings von echten Ufermoränen begleitet und durch prächtige Endmoränenwälle abgeschlossen, ein echtes Zungenbecken. Daß die über 100 m hohen Endmoränen von Tölz das Tal zu einem See stauten, bevor sie von der Isar bis zur heutigen Tiefe zerschnitten waren, hat bereits Aigner (1) erkannt; er bestimmte die Spiegelhöhe dieses Sees an der Hand von Seekreide-

vorkommnissen bei Tölz zu mindestens 700 bis 710 m, v. Klebelsberg (48) rechnete einen Bänderton in der unteren Jachenau bei Tannern in etwa 720 m dazu, das Delta am Ende der Terrassenschotter am Bacherleger unterhalb des Durchbruches von Fall hat eine Höhe von rund 730 m. Der Seespiegel lag also mindestens 60 m über dem heutigen Flußspiegel bei Tölz. Freilich kann diesem See nicht jedes Vorkommnis von Seekreide bei Tölz zugerechnet werden, vereinzelt Kreidevorkommnisse liegen unter den Ufermoränen des Beckens. Nach Ablagerung der mächtigen Moränen, welche gerade in der Umgebung von Tölz, wie schon durch Aigner dargestellt, vielfach unter der Seekreide vorkommen, und vor dem Gletscherhalt, welchem die Endmoränen und das Becken von Tölz als Zungenbecken ihre Entstehung verdanken, trat anscheinend eine Schwankung in der Vergletscherung ein, ein See erfüllte das eisfrei gewordene Gebiet. Der See dieser Schwankung wird auch nördlich von Tölz durch Seekreide bezeichnet, welche durch jüngere Schotter bedeckt ist. Die Sachlage ist sehr bezeichnend: erst Vergletscherung bis weit über Tölz hinaus, dann Rückzug des Eises bis ins Tal hinein und Bildung eines (Eis-?)Sees vor seinem Ende, dann erneuter Vorstoß über einen Teil des Seebodens hinweg unter Entwicklung der mächtigen Endmoränen von Tölz und Ausbreitung jüngerer Schotter im Anschluß daran, hierauf endgültiges Schwinden des Eises. Bei Tölz liegt in echter Ausbildung das Bühlstadium des Isartalgletschers vor. Die Verhältnisse entsprechen durchaus denjenigen am Ende des Ammergletschers, wie sie schon Penck (64, S. 339) ganz zutreffend geschildert hat. Gegenüber dem benachbarten Loisachgletscher sind hier die Verhältnisse viel bescheidener, alles erscheint näher zusammengedrängt, und wie beim Ammergletscher sind die Endmoränen des Bühlstadiums hier nicht wie beim Loisachgletscher ins Vorland hinausgeschoben und von den eigentlichen Würdemoränen durch ein breites stadiales Schotterfeld getrennt, sondern liegen verhältnismäßig dicht hinter den letzteren, so daß die zugehörigen Schotter großenteils nur als Zwischenmoränenfelder ausgebildet sind. — Mittelbar wird die Annahme, daß es sich bei Tölz um die Endmoränen des Bühlstadiums handelt, schon durch die einfache Überlegung gerechtfertigt, daß bei der dem Bühlstadium entsprechenden Schneegrenze der örtliche Kalkalpengletscher des Rißtales bei der großen Höhe seines Einzugsgebietes

im Karwendelhauptkamm so weit talabwärts reichen mußte, daß ein Gletscherhalt des Haupttalgletschers bei Wallgau damit ganz unvereinbar wäre. Dieser Karwendelgletscher war es auch, welcher den Hauptbestandteil des bis Tölz vorstoßenden Bühlgletschers ausmachte, an welchem aber auch noch zentralalpines Eis beteiligt war.

Die Schotterterrassen im Tölzer Becken sind demnach jünger als das Bühlstadium. Sie stehen mit den Schottern der Krametsauterrasse in keinerlei Beziehung, ja sie müssen noch jünger sein als diese, da deren Schotter beim Bacherleger mit einem Delta am Rande des Sees von Tölz aufhören. Andererseits besteht offenbar ein Zusammenhang zwischen dem Tölzer See und dem spätstadialen Riegel von Fall: als die Endmoränen bei Tölz so weit zerschnitten waren, daß der See abfließen konnte, begann auch die Eintiefung des weiter talaufwärts gelegenen Talstückes, und es kam zur Herausbildung der heutigen Isarengenge von Fall und der entsprechenden Erscheinung im untersten Tal der Walchen. — Die jungen Schotter im Tölzer Becken treten nahe an eine Schotterterrasse der unteren Jachenau heran, ohne daß hier auf diese Verhältnisse schon näher eingegangen werden könnte, welche bei der Beschreibung der Jachenau zu erörtern sind.

Es sind endlich noch einige Vorkommnisse diluvialer Nagelfluh im Bereiche des Tölzer Beckens zu nennen, welche von Aigner (1) dem Deckenschotter des Alpenvorlandes zugerechnet werden. Diese Meinung ist irrig, es handelt sich größtenteils um erheblich jüngere Bildungen. Die Nagelfluh am Kernhof nordwestlich gegenüber Lenggries stellt, wie schon Penck (65) hervorgehoben hat, nur ein örtlich verfestigtes Vorkommnis der jüngsten Talschotter dar, dessen Verkittung sich ohne weiteres aus seiner Lage gegenüber der Mündung des an Wettersteinkalkschlamm reichen Tratenbaches erklärt. Am Arzbach wie am Schwarzenbach handelt es sich um Schotter zweier Eigengletscher der Benediktenwandgruppe, welche zur Zeit der Hauptvereisungen an der Probstalpe bzw. an den Karen der Südseite der Benediktenwand in der von v. Klebelsberg (48) dargestellten Weise ihren Ursprung nahmen; diese Schotter können natürlich kein kristallines Material enthalten und verdanken wohl ebenfalls ihrem Gehalt an Wettersteinkalk die recht starke Verfestigung und das überwiegend kalkige Bindemittel, wobei es dahingestellt bleiben kann, ob sie der letzten oder der vorletzten Eiszeit zuzurechnen

sind. Gegen ihre Deutung als Deckenschotter spricht übrigens auch die sehr unregelmäßige und dünne Bankung dieser Nagelfluhen. Die ganz vereinzelt Nagelfluh des Kalvarienberges bei Tölz (707 m) läßt keinen sicheren Schluß auf ihr Alter zu. — Erst 3 km nördlich von Tölz beginnt am Rummelsberg die eigentliche Deckenschotterplatte des Alpenvorlandes. Die Sohle des Deckenschotters liegt hier nach Aigner in 630 m, also rund 150 m tiefer, als die gefällslose Höhe des präglazialen Talbodens im Tölzer Becken ermittelt wurde. Es ist nicht möglich, die präglaziale Talsohle am Ausgange des Isartales in normaler Weise mit der Deckenschottersohle des Vorlandes in Verbindung zu bringen.

Aigner hat auch versucht, das Tölzer Becken wie alle großen Talbecken der Alpen als präglazial und tektonisch entstanden darzustellen. Aber das einheitliche Durchziehen des Wetterstein-Muschelkalkzuges der Benediktenwand im Westen des Tales quer über dieses hinweg zum Geiger- und Fockenstein im Osten muß auch denjenigen, welcher die Beweiskraft der Stufenmündungen der Seitentäler nicht gelten lassen will, von der Unrichtigkeit einer solchen Annahme überzeugen. Wohl deuten beide Talflanken in ihrem geologischen Aufbau auf eine Blattverschiebung, bei welcher die linke Seite gegenüber der rechten um annähernd 1 km zurückgeblieben ist, aber diese tektonische Leitlinie kann höchstens für die erste Anlage des Tales richtunggebend gewesen sein. Diese Anlage ist aber zweifellos weit älter als die eigentliche Präglazialzeit, und die heutige Formgestaltung des Tölzer Beckens kann somit nur den Kräften der Erosion von Wasser und Eis, in geringem Maße auch den durch diese geschaffenen Aufschüttungen, ihre Entstehung verdanken.

5. Das Walchenseegebiet

Nachdem erwiesen ist, daß die präglaziale Isar nicht entsprechend ihrem heutigen Laufe von Wallgau an nach Osten geflossen ist, bleiben für die ursprüngliche Fortsetzung ihres Tales nur zwei Möglichkeiten: entweder nach Westen durch das Garmischer Längstal zur Loisach oder in unmittelbarer Fortsetzung ihrer bisherigen Laufrichtung auch von Wallgau an noch nach Norden ins Gebiet des Walchensees. Die erstere Möglichkeit scheidet schon nach kurzer Überlegung aus: selbst nach Entfer-

nung der mächtigen Moränendecke im Nordwesten von Mittenwald kommt man östlich Klais auf eine aus Raiblerkalken aufgebaute anstehende Schwelle von größerer Höhe als das präglaziale Tal bei Krünn, und die allein etwa in Frage kommenden Furchen des Weigmann- und Wagenbruchsees verdanken ihrer ganzen Gestaltung nach so augenscheinlich dem Eiszeitalter ihre Entstehung, daß auch sie zur Feststellung des präglazialen Talverlaufes nicht ernstlich in Betracht gezogen werden können.

Es bleibt also nur die Möglichkeit, daß über den niedrigen Paß von Wallgau hin nach Norden die ursprüngliche Fortsetzung des Isartales zu suchen ist. Daß die heutige Höhe des Passes weit hinter dem Werte zurückbleibt, welcher aus der Seekreide von Mittenwald für die Spiegelhöhe des interglazialen Isartalsees abgeleitet werden konnte, beweist an sich noch nichts, da das Fehlen der den Paß um über 40 m überhöhenden Nagelfluh von Wallgau auf der Paßhöhe darauf hindeutet, daß hier noch durch die letzte Hauptvereisung das Gelände in nicht unerheblicher Weise umgestaltet worden ist. An der westlichen Seite der von Wallgau nach Kochel führenden Straße ist unmittelbar südlich der Wasserscheide ein prachtvoller, über 100 m langer Gletscherschliff im Raiblerkalk mit den schönsten, ziemlich südnördlich verlaufenden Schrammen im Sommer 1913 aufgedeckt worden. Die ganze Umgebung des Passes ist eine echte Rundhöckerlandschaft, deren felsige Buckel noch vielfach einen dünnen Grundmoränenschleier tragen. Der Schmalzersee wie der jetzt erloschene Sachensee liegen in flachen Felswannen zwischen diesen Rundhöckern. Überall sind hier deutliche Spuren einer lebhaften formengestaltenden Tätigkeit durch das Eis wahrzunehmen.

Das Tal nördlich des Passes, welches von dem winzigen Gewässer der Oberrach zum Walchensee hin entwässert wird, wird im Westen von dem hohen Stock der Krottenkopfgruppe, im Osten von dem breiten „Mittelgebirge“ zwischen Benediktenwand und Karwendelvorgebirge begrenzt, am Aufbau beteiligt sich in beiden Fällen überwiegend der Hauptdolomit. Nördlich des Schmalzersees folgt eine etwa 30 m hohe Stufe, über welche der jenem See entströmende Sachengraben, ein Quellarm der Oberrach, in hübschen Fällen herabrauscht. Dann erweitert sich das Tal plötzlich, sein Boden wird von einer rund 300 m breiten, alluvialen Talaue erfüllt, welche bis nach dem Weiler Oberrach sich erstreckt, wo sie durch eine kurze Talenge von dem weiten Walchenseebecken

getrennt wird. Diese Talenge wird durch einen Dolomitriegel gebildet, auf welchem dort an beiden Talseiten Grundmoränen noch reichlich vorhanden sind; die Oberfläche des rund 15 m hohen Riegels liegt in 827 m. Diese Felswanne, welche talaufwärts von der Paßhöhe, talabwärts von dem Obernacher Riegel begrenzt wird, ist sehr bemerkenswert. Die Übertiefung des süd-nördlich gerichteten Talzuges setzt zweimal dort aus, wo tiefe Täler nach Osten abzweigen: die Krammetsau und die Jachenau; dazwischen liegt wieder ein übertieftes Talstück, dessen Übertiefung jedoch gegenüber derjenigen im Süden von Wallgau erheblich zurückbleibt, da hier der Gletscher durch die Teilung an der Krammetsau geschwächt war.

Der ganze Talzug von Wallgau bis Obernach ist an seinem Boden ziemlich eng im Vergleich zu den höheren Teilen seines Querschnittes. Während nämlich die Hänge des Krottenkopfmassivs ziemlich steil bis zu ansehnlicher Höhe ansteigen, ist dies auf der rechten Talseite, gegen das „Mittelgebirge“ hin, nicht der Fall; hier ist die Böschung bis 1000, ja 1100 m hinauf so gering, daß in 1100 m die Talbreite etwas nördlich des Schmalzersees über 3 km, ebenso 1 km südlich von Obernach noch 2 $\frac{1}{2}$ km beträgt. Auch dies ist ein Hinweis darauf, daß hier die ursprüngliche Fortsetzung des Isartales vorliegt, welche bis zur Rißzeit auch Haupttal blieb und demgemäß vom Eise der ersten Vereisungen kräftig verbreitert wurde. Dagegen fehlen eigentliche Talsporne oder Felsleisten bis zum Walchensee, und erst der in die Südwestecke des Walchensees vorspringende Katzenkopf (872 m) erscheint als eine Bildung, welche den Felsterrassen des Isartales unterhalb Mittenwald zu vergleichen wäre. Er läßt sich auch in vorzüglicher Weise mit den letzteren verbinden: als Rest eines präglazialen Talbodens würde er für diesen von Krünn bis zum Walchensee ein Gefälle von rund 8 ‰ ergeben. Dabei ist aber zu bedenken, daß er infolge seiner jetzigen Einzellige wohl nachträglich etwas erniedrigt sein dürfte.

Westlich Obernach beginnt mit einer nur 90 m die heutige Talsohle überhöhenden, 904 m hohen Wasserscheide das Eschental und fällt zum Loisachtal nach Westen ab. Diese Wasserscheide liegt unmittelbar auf dem westlichen Hang des Obernachtsales, bildet aber nur einen schmalen Durchlaß, welcher, wie aus reichlichen glazialen Schliffen hervorgeht, vom diluvialen Eise ausgehobelt sein dürfte. Der eigentliche Talbeginn dagegen ist, wie

sich aus der Entfernung der beiderseitigen 1000 m-Höhenschichtlinien ergibt, fast 1 km breit und liegt an einer felsigen, glazial stark bearbeiteten Schwelle, welche bis 980 m ansteigt, also etwa 100 m über die nach der Höhe des Katzenkopfes berechnete präglaziale Haupttalsohlenhöhe am Walchensee. Im Eschentale liegt massenhaft kristallines Material, demnach war der schmale Durchlaß zwischen der Krottenkopf- und Heimgartengruppe ein wichtiger Verbindungsweg des zentralalpinen Eises. Dem entspricht auch sein Querschnitt als ganztaliger Trog, ebenso die offenbar recht starke glaziale Umgestaltung der wohl von Anbeginn an nicht sehr hohen Wasserscheide gegen das Oberrachtal. — Der Talboden des Eschentales ist im obersten Teile äußerst flach geneigt, stark versumpft und unter reichlichem Schutt der beiderseitigen Fußhalden begraben; echte Moränen sind hier nicht zu finden. Von 780 m an schneidet der Bach sein Bett scharf zu dem übertieften Loisachtale ein, während der ältere Talboden, nun fast durchweg von Moränen bedeckt, als Leiste über dem heutigen sich fortsetzt. Das heutige Bachbett hat zunächst mäßiges Gefälle, bildet aber dann im Gachen-Tod-Klammerl einen scharf eingeschnittenen Durchbruch von 20 m Sprunghöhe, über welchem der ältere Talboden in vortrefflicher Erhaltung und unter dünner Grundmoränenbedeckung in 800 m Höhe, rund 40 m über dem heutigen Bett der Eschenlaine, liegt. Unterhalb dieses Durchbruches ist das Talgefälle wieder gemäßigter, und erst unterhalb 700 m, wo Grundmoränen mit sehr wenigen und kleinen kristallinen Geschieben am heutigen Talboden liegen, ist das Gewässer bis zur Mündung ins Loisachtal scharf eingeschnitten. Der ältere Talboden bricht über dem Loisachtal in 770 bis 780 m mit der breiten Platte auf der Wanne ab, sein Gefälle berechnet sich bei der Annahme einer ursprünglichen Höhe der Wasserscheide gegen das Oberrachtal von rund 1000 m zu etwa 35 ‰. — Innerhalb des Eschentales befindet sich östlich der Mündung der Erzlaine eine ganz vereinzelte und örtliche Schotterterrasse von etwa 40 m Sprunghöhe. Da sie ganz mit dichtem Walde bedeckt ist, kann man ihre Zusammensetzung nur aus wenigen schlechten Ausbissen erschließen. Diese zeigen fast durchweg einen losen, sehr kleinstückigen Schotter mit sehr viel kristallinem Material, im übrigen aber von wesentlich dolomitischer Beschaffenheit. Einzelne kleinere Teile sind zu fester Nagelfluh verkittet, aber diese Verkittung scheint ganz jung zu sein, da sie in den höheren Teilen

auch den ganz eckigen Oberflächenschutt, welcher die fast topf-ebene Oberfläche der Terrasse bedeckt, mit einbegreift. Die Entstehung kann wohl nur in der Weise gedeutet werden, wie dies durch v. Klebelsberg (48) für eine ganz ähnliche, wenn auch größere Bildung zwischen Halblech und Halbammer geschehen ist: es handelt sich um Schotter zwischen zwei Gletschern, welche nicht mehr miteinander verschmolzen, was nach Lage der Dinge nur für das Bühlstadium des Loisach- und Walchenseegletschers in Frage kommen kann. So bildet auch in dieser Beziehung das Eschental ein Verbindungsstück zwischen dem Walchenseegebiet und dem Loisachtal, und auch bei der Beschreibung des letzteren wird es nochmals in Berücksichtigung gezogen werden müssen.

Der Walchensee und seine nähere Umgebung bildet immer noch eines der schwierigsten Rätsel unter den Erscheinungen der ganzen Gegend. Daß diese große Wasserfläche anstatt eines oro- und hydrographischen Sammelpunktes ein ganz eigenartiger Ausgangspunkt ist, von welchem nach 5 verschiedenen Seiten tief eingeschnittene Täler ausstrahlen, wurde bereits in der Einleitung hervorgehoben (S. 12). Auf eine Erstreckung von gegen 20 qkm ist das Gebirge hier plötzlich in seinem gleichmäßigen Verlaufe unterbrochen, die überraschend ausgedehnte Fläche des schwermütigen Sees schiebt sich zwischen das „Mittelgebirge“ der Jachenau und die Steilhänge der Heimgartengruppe. Es handelt sich um keinen Talsee der üblichen Art mit stattlicher Längsausdehnung bei verhältnismäßig geringer Breite, sondern um ein Becken, welches bei einer Länge von rund 6 km (Obernach-Einsiedel bis Urfeld) die gewaltige Breite von fast 7 km (Obernach-Einsiedel bis Niedernach) erreicht. Der einzige nennenswerte Zufluß des Sees ist die noch nicht 5 km lange, unbedeutende Obernach. Die Wasserscheiden sind überall sehr niedrig: zur Eschenlaine 90 m, zum Kochelsee 56 m, zur Isar bei Wallgau 95 m, im Sachenbachtal gegen die Jachenau 80 m. Hierzu ist zu beachten, daß die durch den Katzenkopf bestimmte präglaziale Talhöhe bei Obernach in gegen 80 m über dem Seespiegel anzusetzen ist, so daß also an sich die Möglichkeit besteht, die Fortsetzung des präglazialen Isartales sowohl durch die heutige Jachenau wie durch das von Moränen verbautete Sachenbachtal oder gar über den Kesselberg hinweg zu suchen.

Zum Verständnis dieser ganz außergewöhnlichen Verhält-

nisse liefern die Formenwerte des eigentlichen Seebeckens manche Anhaltspunkte. Schon der Umriss des Sees zeigt ein auffallendes Bild: im Südwesten wie im Südosten ist er zwischen felsigen Erhebungen eingezwängt und hat dort durchaus das Wesen eines Tal-sees, der sich unmittelbar, gleichsam unmerklich in den angrenzenden Tälern fortsetzt. Es ist zu beachten, daß gerade diese Täler den Hauptzufluß und den Abfluß des Sees enthalten. Auch setzt sich der felsige Nordhang der Südostbucht seeeinwärts in der Insel Sassau fort. Der nördliche Hauptteil des Sees hat dagegen im Gegensatz zu dem südlichen Teile die Gestalt eines einheitlichen, riesigen Beckens, welches nur kleine Ausbuchtungen der im übrigen geschlossenen Umrahmung zeigt: im Osten vor der Mündung des Sachenbaches und eines südlich benachbarten, vom Nordhang des Fischberges kommenden Gewässers — wobei übrigens die zwischen beiden gelegene, 30 m hohe Landzunge durch eine nur wenige Meter über den Seespiegel aufragende Niederung mit dem eigentlichen Ufer verbunden ist und bei geringer Erhöhung des Seespiegels zur Insel werden kann —, im Norden zum Kesselberg hin und endlich im Westen bei dem Dorfe Walchensee. Die ursprünglich ziemlich breite Bucht von Dorf Walchensee ist aber durch den ausgedehnten Schuttkegel des Rotwandgrabens bis auf weniger als $\frac{1}{2}$ km Breite zugeschüttet worden und dürfte im Laufe der Zeit ganz verlanden. Gerade hier ist die Trennung des Sees in zwei verschiedenartige Teile am deutlichsten, da hier durch den bereits erwähnten Katzenkopf ein kräftiger Vorsprung gebildet wird, an den sich, durch die Senke von Zwergern von ihm getrennt, nach Osten noch ein 30 m hoher Vorhügel anschließt.

Ebenso wie die wagerechte läßt auch die lotrechte Formengestaltung des Sees eine deutliche Trennung desselben in einen südlichen und einen nördlichen Teil, beide mit beträchtlicher Tiefe, erkennen. Auf der Walchenseekarte von Geistbeck (33) kommt dies freilich nicht zum Ausdruck, hier sind die Tiefenlinien auf Grund eines einzigen nordsüdlichen Lotungsprofils ergänzt worden. Läßt man diese Tiefenlinien außer acht und zieht die Lotungsreihen unbefangen in Erwägung, dann ergibt sich, daß gerade jenes nordsüdliche Lotungsprofil etwa auf der Verbindungslinie der Insel Sassau und des Katzenkopfes eine beträchtliche Untiefe ergeben hat. Es erscheint daher sehr wahrscheinlich, daß jene Verbindungslinie auch unter dem Seespiegel

durch einen bedeutenden Rücken oder Riegel gebildet wird, welcher zwei getrennte tiefe Becken, ein schmäleres im Süden und ein breiteres im Norden, trennt. Sicherheit ist natürlich nur durch eine neuerliche genaue Auslotung mit möglichst dichtem Lotungsnetz zu gewinnen. Doch darf auch jetzt schon auf Grund der obigen Überlegungen die Ansicht geäußert werden, daß der ganze südliche Teil des Sees ein echtes ertrunkenes Tal darstellt, während der nördliche, größere und auch tiefere Teil bei gänzlich verschiedener Formgestaltung auch anderer ursprünglicher Entstehung sein muß.

Die größeren Talseen der Alpen liegen in Felsbecken und werden nach unten von Felsriegeln, auf welchen oft Moränen liegen, abgeschlossen. Beim Walchensee liegen die Verhältnisse auch für den südlichen Teil, welcher als ertrunkenes Tal gelten kann, anders. Es steigt nämlich ganz allmählich nach Osten und Westen an und bildet durchaus keine „Wanne“, sein Boden geht ohne scharfe Grenze in denjenigen des Oberrach- und Jachentales über, von einem Felsriegel unmittelbar am Ostende ist nichts zu beobachten. Und wenn man selbst eine Stauung durch die mächtigen Moränen im Sachenbachtal wie 2 km unterhalb von Niederrach annehmen wollte, so würde sich doch selbst nach deren Entfernung das Bild des Sees trotz des vielleicht 50 bis 70 m tieferen Spiegels nicht nennenswert ändern, seine Zweiteilung und die Eigenart seiner beiden Teile bliebe durchaus erhalten. Er steht also mit den Moränen ursächlich in keinerlei Beziehung.

Diese auffallende Unabhängigkeit des Sees von den Moränen der Umgebung legt die Folgerung nahe, daß der Walchensee zur Zeit der Moränenablagerung mindestens in der heutigen Form noch nicht bestand, mit anderen Worten, daß er postglazial ist. Das ertrunkene Tal in seinem Südteile gibt den Fingerzeig für die Art der Entstehung des Sees: er ist ein ungeheures Einbruchbecken.

Die Ursachen für diesen Einbruch, welcher natürlich nicht als plötzliche Katastrophe, sondern eher als langsame, vielleicht nicht einmal ununterbrochene und gleichmäßige Senkung zu denken ist, liegen im geologischen Aufbau des Gebietes klar zutage. Es ist der durch die sorgfältigen Aufnahmen von K n a u e r (50) im einzelnen klargelegte Kesselbergbruch, die gewaltige Blattverschiebung, längs welcher das Gebirge bei Kochel auf der Ostseite erheblich weiter vorgestoßen ist als im Westen und

welche aus der Gegend von Kochel durchlaufend bis gegen Walchensee hin in südsüdwestlicher Richtung sich hinzieht und unmittelbar dem Nordwestufer des Sees folgt. Hier stürzt das Gestade fast lotrecht bis zur größten Tiefe von annähernd 200 m ab, während der Anstieg des Seebodens nach Osten hin viel allmählicher erfolgt. Der Kesselbergbruch bedingt also die Form des nördlichen Hauptteiles des Seebeckens. Hervorgerufen ist der Einbruch augenscheinlich im Zusammenhang mit der Auslaugung von Raiblergipsen im Liegenden des den Herzogstand aufbauenden Hauptdolomites; solche Gipse werden dort, wo sie bei Kochel zutage treten, in großen Brüchen ausgebeutet. Die starke Zerklüftung des Hauptdolomites längs des Kesselbergbruches hat wohl dem Grundwasser den Zutritt zu solchen unterirdischen Gipslagern ermöglicht, wobei es dahingestellt sei, inwieweit etwa Schmelzwässer der Eiszeit und Nacheiszeit, besonders auch der bühlstadiale Gletscherhalt gerade in dieser Gegend, worauf bei der Beschreibung der Jachenau noch zurückzukommen ist, dieser Auslaugung und damit dem Einbruche vorgearbeitet haben mögen.

Jedenfalls hat die Entstehung des Walchensees nichts mit der Eiszeit als solcher zu tun; er ist postglazial und durch Einbruch oder Einsturz entstanden. Dieser Einbruch hat die Formgestaltung der Gegend von Grund aus umgestaltet. Am deutlichsten erkennt man die früheren Verhältnisse im Südteile des Sees: hier liegt ein ertrunkenes Tal, das Bindeglied zwischen Obernachtal und Jachenau, welches, wie der Sporn des Katzenkopfes beweist, mindestens 80 m tief übertieft, also glazial ausgestaltet war. Über die frühere Beschaffenheit des Gebietes, wo heute das große nördliche Walchenseebecken liegt, lassen sich nur unbestimmte Vermutungen äußern. Es ist anzunehmen, daß die heute von hier nach allen Seiten ausstrahlenden Talzüge ursprünglich von einer größeren Erhebung ausgingen. Wahrscheinlich reichte damals das „Mittelgebirge“ der Jachenau bis unmittelbar an den Herzogstand heran, so daß also die Wasserscheide zwischen dem Talzug Obernach—Jachenau einerseits und dem Kochelsee andererseits 200 bis 300 m höher lag als heute. So mag das Sachenbachtal ursprünglich nach Osten verlaufen sein, etwa so wie heute noch der zur Kleinen Laine entwässernde Filzgraben, dessen Wasserscheide unmittelbar am Walchensee und 400 m über diesem liegt, und erst nach dem Einbruch des Walchensees, vermutlich durch

Absinken seines Oberlaufes, diesem tributär geworden sein. Die Entwicklung der Eschenlaine, welche bereits oben dargestellt wurde, hat mit der Entstehung des Walchensees nichts zu tun. —

Der Kesselberg ist eine zwischen steil ansteigenden Bergen eingesenkte, schwachgewellte Hochfläche von rund 950 m Höhe und nahezu 1 km Breite, in welche als schmaler, scharf V-förmiger Durchlaß die heutige Paßhöhe etwa 100 m tiefer eingeschnitten ist. Dieser Einschnitt ist vermutlich als eine Folgeerscheinung des Einbruches des Walchenseebeckens aufzufassen. Die Hochfläche selber liegt erheblich höher als der präglaziale Isartalboden bei Obernach, die ursprüngliche Fortsetzung des letzteren ist also jedenfalls nicht über den Kesselberg hinaus zu suchen. Andererseits stellt der Kesselberg sicher einen echten Taltorso dar, welchem Anfang und Ende fehlt: der Anfang ist im Walchensee versunken, das Ende verläuft in der Luft, dazwischen ist nur ein kurzes, glazial stark überarbeitetes Stück des ursprünglichen Tales erhalten geblieben. Es ist nicht mit der präglazialen Sohle in Beziehung zu bringen, welche schon P e n c k (64, S. 191) aus Stufenmündungen am Gebirgsrande in der Umgebung des Kochelsees auf 750 bis 800 m Höhenlage bestimmte, das hierfür erforderliche Gefälle von über 10 ‰ ist bei der Breite des erhaltenen Torsos viel zu steil. Das Tal des Kesselberges stammt aus älterer als präglazialer Zeit, seine Höhenlage deutet auf Krustenbewegungen, deren Bedeutung im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht nachgegangen werden kann.

An den großen Störungslinien, welche nach K n a u e r (50) den Kesselberg durchsetzen, treten starke Quellen aus, welche teilweise als unterirdische Abflüsse des Walchensees zu gelten haben. Sie zeichnen sich alle durch ihre auffallend tiefe Lage am Hange aus. Das schönste Beispiel bildet eine ungewöhnlich wasserreiche Quelle, welche auch auf dem Positionsblatt 837 Kochel besonders vermerkt ist und in Fortsetzung eines Tälchens, welches vom Jochberg herabkommt und nur zur Zeit der Schneeschmelze Wasser führt, an der alten Kesselbergstraße in 748 m Höhe austritt. Die tiefe Lage des Austrittes dieser Quellen, welche durchweg unter der Spiegelhöhe des Walchensees sich hält, läßt gleichfalls einen Zusammenhang derselben mit dem letzteren wahrscheinlich erscheinen.

Der Kochensee liegt bereits im Alpenvorlande, er wird nach P e n c k (64, S. 340) von den Bühlmoränen des weit nach Osten

ausladenden Loisachgletschers umgeben. Der Aufbau des Gebirgsrandes am Abfall zum See ist außerordentlich verwickelt. Für die Formengebung wesentlich ist vor allem ein Wettersteinkalkzug, welcher eine merkwürdige, in mehrere steilwandige Einzelerhebungen aufgelöste Vorstufe als Umsäumung des südlichen Kochelseeuferes aufbaut: diese beginnt bei dem Vorsprung östlich des Gasthofes „zum Kesselberg“ (wo auch die höhere Trias bis zu den rhätischen Kössenerschichten vorkommt) in 670 m, umfaßt dann den steilen Kalkklotz nordöstlich Joch (690 m), den erheblich niedrigeren Sägbühel westlich Joch (634 m) sowie weiter westlich den Sattel Am Joch (740 m) und die versumpfte Platte des Jochflecks (730 m). Sie ist bemerkenswerterweise dort niedriger, wo sie der Hauptstoßkraft des über den Kesselberg kommenden Gletschers ausgesetzt war, während sie weiter nach Westen ansteigt, und zwar bis genau zu derselben Höhe, welche P e n c k aus Stufenmündungen als präglaziale Sohle bestimmt hat. Nun ist zu beachten, daß auch hier wie im Tölzer Becken sich die präglaziale Sohle mit scharfem Abbruch rund 150 m über das Vorland erhebt. Der Kochelsee erscheint, wenn man an seiner glazialen Entstehung mit P e n c k festhalten will, dann nicht als das Ende eines aus dem Gebirge austretenden, einheitlich übertieften Talzuges, sondern als seitliches Zungenbecken des sich am Gebirgsrande entlangstülpenden bühlstadialen Loisachgletschers, von welchem freilich keinerlei Ufermoränen vorhanden sind. Dem entspricht auch die Tatsache, daß noch jetzt die Loisach als Hauptzufluß von Norden in den See hineinfließt, so daß er dort besonders weitgehender Verlandung ausgesetzt ist. Von eigentlicher Übertiefung ist am Kesselberg kaum nennenswert die Rede, und es erscheint auch unwahrscheinlich, daß die Gletscher der Haupteiszeiten, welche den Paß, in welchen sie eng eingezwängt waren, nicht nachweisbar übertieften, nun plötzlich im Vorlande, wo sie eine fast unbeschränkte seitliche Entfaltungsmöglichkeit besaßen, eine stark übertiefende Tätigkeit ausgeübt haben sollten. Der zweimalige stufenförmige Abfall des Kesselberges vom Taltorso zu der über 200 m tieferen Vorstufe und von dieser zu dem abermals gegen 150 m tieferen Vorlande weist auf andere Entstehungsursachen für den Formenschatz in der Umgebung des Kochelsees hin, welche im wesentlichen tektonischer Natur sind: nicht nur zwischen der Zeit, welcher der Taltorso des Passes angehört, und der eigentlichen Präglazialzeit liegt eine Hebung des Gebirgs-

randes um mindestens 200 m, sondern seit der Präglazialzeit ist am Kochelsee wie im Tölzer Becken der Gebirgsrand um annähernd 150 m gehoben worden.

6. Die Jachenau

Nachdem die Möglichkeit, den präglazialen Isarlauf von Obernach an etwa über den Kesselberg weiter nach Norden zu verfolgen, als nicht in Frage kommend erkannt, andererseits der südliche Teil des Walchensees als ertrunkenes Tal und regelmäßig ausgebildetes Verbindungsstück zwischen Obernach und Jachen festgestellt ist, muß die Jachenau als weitere Fortsetzung des präglazialen Isartales gelten. Dem entspricht auch durchaus die orographische Entwicklung des Tales mit seinem außergewöhnlich breiten Querschnitt, der durchschnittlich 1 km betragenden Breite der aufgeschütteten Talsohle, beiderseits nur wenig von den runden Waldkuppen eines niedrigen dolomitischen „Mittelgebirges“ überhöht. Die Entfernung zu dem heutigen Isarlängstal in der Krammetsau beträgt nur 15 km, und zwischen den beiden Tälern gabeln sich zahlreiche der kleinen Seitentälchen im Unterlaufe und münden nach zwei Seiten über einer Stufe, andere ziehen in ähnlicher Weise beiderseitig „hangend“ von der Jachenau zum Isartal. Es ist nicht ohne weiteres möglich, diese Tälchen etwa zur Bestimmung eines präglazialen Talbodens heranzuziehen, sie sind offenbar zu stark abhängig von den talgeschichtlichen Vorgängen während des Eiszeitalters selber, zum Teil auch mit Moränen erfüllt, alle jedenfalls von dem in großer Mächtigkeit darüber hinweggehenden Eise der Hauptvergletscherungen stark beeinflusst worden. Ihre Stufenmündungen liegen in folgenden Höhen: die Große Laine ist bis weit über 1000 m hinauf scharf eingeschnitten, die Senke auf der Au am Vorsprung des scharf eingeschnittenen Reichenaubaches liegt in 815 m, beim Wilfetsgraben reicht die schmale untere Schlucht bis 1012 m, beim Rotwandgraben bis 896 m, beim Röhrmoosbach bis etwa 800 m, beim Rehgraben bis 865 m.

Dagegen liefern einige Felsleisten und Gehängesporne sicherere Unterlagen für die Bestimmung des präglazialen Talgefälles. Oberhalb Jachenau bricht die Jachen in enger Schlucht zwischen zwei Felshügeln durch, welche beide in rund 870 m Höhe liegen und sich nach Norden erniedrigen. Die breite Stufe auf

den Köpfen, über welche der Röhrmoosbach und der Aubach herabkommen und welcher an der gegenüberliegenden Talseite die in entsprechender Höhe gelegene, infolge

Moränenverkleidung versumpftete Leiste auf den Rohrmösern wohl gleichwertig entspricht, erreicht 850 m Höhe. Am Ausgang der Jachenau ins Isarquertal liegt der bei der Beschreibung des letzteren (S. 49) bereits gewürdigte breite Vorsprung des Langenecks in 770 m. Es ergibt sich demnach ein präglaziales Talgefälle von Obernach bis zum Isarquertal bei Hohenreuth von ungefähr 6‰. Mit

gleichmäßiger Gefällskurve ist das präglaziale Isartal von der Gegend von Seefeld über Wallgau und Obernach zur Jachenau und durch diese zum heutigen Quertal bei Hohenreuth zu

verfolgen. Um so auffälliger ist das vollkommene Aussetzen jeden Gefälles im Bereiche des Tölzer Beckens.

Unter den Formen, welche dem Eiszeitalter ihre Entstehung verdanken, sind zunächst prachtvolle Endmoränen hervorzuheben, welche beim Dorfe Jachenau das Tal queren. Es ist ein bis zu

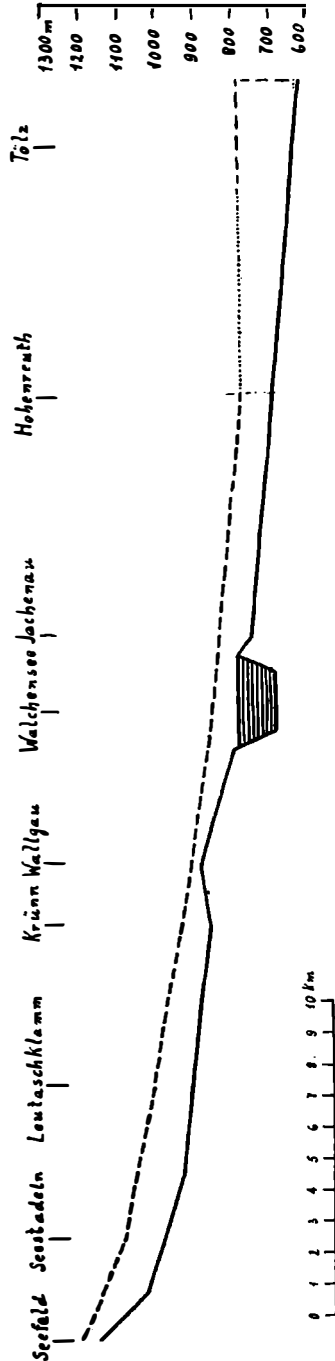


Fig. 3. Längsschnitt durch das Seefeld und Isartal. Maßstab der Länge 1:400000, der Höhe 1:20000.

Gestrichelt: Präglaziale Talsohle; punktiert: Tektonisch gestörter Verlauf der präglazialen Talsohle.

100 m hoher, halbkreisförmiger Wall mit zahllosen gekritzten Geschieben und auch (kleinstückigem) kristallinem Material, welcher bei Lain am rechten Talhang beginnt, dann vom Flusse 500 m breit zerstört worden ist und am linken Hang die Senke zwischen Brunnen- und Meßnerberg sowie das ursprünglich zum Reichenaubach nach Osten führende Tal der Großen Laine verbauend, von Laich an westlich zieht, von der Großen Laine bis aufs Anstehende zerschnitten worden ist, dann wieder am linken Ufer der Kleinen Laine oberhalb Jachenau liegt und Am Berg weiter nach Westen zieht. Der niedrige Sporn, auf welchem die Kirche von Jachenau steht, besteht ganz aus anstehendem Dolomit. Auch weiter westlich sind diese Moränen noch in ziemlicher Mächtigkeit entwickelt, ziehen ins Sachenbachtal hinüber, dessen Wasserscheide sie in der bereits erwähnten Weise aufbauen, und erfüllen auch die Senke östlich des Fischberges. Hier am Fischberg stößt die Jachen südlich von ihnen ab und hat sich die erwähnte schmale Schlucht durch die beiden 870 m hohen Felsrücken eingeschnitten, eine deutliche Epigenese, indem das alte Jachental nördlich der Mühle mündete, wo heute ein breites Sumpftälchen mit schmaler Mündung austritt, und dann durch die Moränen verbaut wurde. Die durch die Epigenese bewirkte Verkürzung des Jachenlaufes um etwa $\frac{1}{2}$ km hat auch noch ein Stück weiter talaufwärts ein kräftiges Einschneiden des Flusses bewirkt, über welchem an der Straßenteilung von Jachenau nach Sachenbach und Niedernach eine versumpfte Ebenheit, vielleicht ein Rest des früheren Talbodens, gelegen ist. — Die bedeutende Talerweiterung unterhalb von Niedernach ist bedeckt mit dem Trümmermaterial eines alten Bergsturzes, welcher vom Fischberg herniederging und sich weit über die rechte Talseite, teilweise mit moränenähnlichen Wällen, ausbreitete. Es handelt sich augenscheinlich um eine Folgeerscheinung der starken seitlichen Talunterschneidung durch die Vergletscherung.

Es ist nicht ohne weiteres ausgemacht, nach welcher Seite die Endmoränen von Jachenau ursprünglich geschlossen waren. Die starke Verbauung des Sachenbachtals deutet auf eine Eisrichtung aus Westen, diejenige des Jachentales bei der Mühle eher auf eine solche aus Osten. Wohl schließen sich Schotterfelder in geringer Höhe über der heutigen Talsohle talabwärts in der Jachenau an diese Endmoränen an, aber sie gehen in

keiner Weise als Übergangskegel aus diesen hervor, nirgends ist eine enge ursächliche Verbindung zwischen beiden zu erkennen. Diese Schotterterrasse greift bis in die Endmoränenzone beim Dorfe Jachenau hinein bis an den eigentlichen westlichen Beginn des breiten Haupttales; sie liegt hier 5 m, bei Tannern 10 m, an der Mündung ins Isartal fast 30 m hoch über der heutigen Talau und führt neben vorzüglich abgerollten Kalkgeschieben verschiedenster Art auch reichlich kristallines Material. Ihr Gefälle beträgt etwas über 4 ‰. Die Schotter dieser Terrasse sind wohl aus dem Material dieser Moränen zusammengesetzt, aber sie sind anscheinend etwas jünger als jene. Bei Jachenau stießen die Moränen eines von Osten bis hierher reichenden Armes des Isartalgletschers mit dem Ende eines von Wallgau aus nach Norden vordringenden Gletschers zusammen dies kann nach Lage der Verhältnisse nur zur Zeit des Bühlstadiums der Fall gewesen sein. Der letztere Gletscher war nur noch eine schwächliche Bildung, er vermochte die Höhe des Kesselberges nicht mehr zu erreichen und überschritt auch, wie erörtert, im Tale der Eschenlaine die Wasserscheide nicht mehr weit, sondern folgte dem übertieften Tale der Jachen durch das heutige Südende des Walchensees und breitete sich an den nördlich davon ansteigenden Hängen bis ins Sachenbachtal hinein aus. Daß der Rand dieses Gletschers nach Norden nicht mehr festzustellen ist, liegt daran, daß die in Frage kommenden Örtlichkeiten später im Walchensee versunken sind. Der Kesselberg war während des Bühlstadiums selber schon eisfrei, und erst an seinem Nordfuße entwickelte sich ein Seitenast der Loisachgletscherzunge. Der Isartalgletscher dagegen, welcher noch während des Bühlstadiums aus dem Rißtale einen mächtigen Zuwachs erhielt, wurde durch diesen befähigt, noch bis Tölz vorzustoßen und aus dem Haupttale einen stattlichen Seitenast in die breite Jachenau hineinzusenden, welcher gewissermaßen rückläufig noch bis nach Jachenau gelangte. — Unterhalb des Dorfes Jachenau kommen Moränen in dem ganzen Tale nicht mehr vor.

Von sonstigen diluvialen Ablagerungen erwähnt v. Klebelsberg (48) eine örtlich ausgebildete Nagelfluh an der Kleinen Laine bei Jachenau sowie einen Bänderton bei Tannern,

auf dessen Bedeutung für die Bestimmung der Spiegelhöhe des Tölzer Sees bereits hingewiesen worden ist.

Gletscherschliffe sind in dem ganzen Tale sehr häufig, was gleichfalls darauf hinweist, daß es noch verhältnismäßig spät vom Eise durchflossen worden ist. Der merkwürdige Feldebichel bei Höfen ist ein echter Rundhöcker mit sanfter westlicher Luv- und steilerer östlicher Leeseite und dort, wo ihn die Straße überschreitet, bis auf 3 m Höhe vom Eise abgeschliffen. Er liegt an der Stelle einer Richtungsänderung des Eises, indem hier das Tal aus westöstlicher in südwest-nordöstliche Richtung abbiegt. Die für seine Entstehung vorauszusetzende Eisstromrichtung gehört natürlich einer Hauptvergletscherungszeit an.

7. Die Leutasch

Nachdem nun der heutige wie der präglaziale Haupttalverlauf in seiner Entwicklung klargelegt ist, bleibt noch ein Nebental zu besprechen, welches mit dem obersten Teile des Haupttales in engsten wechselseitigen Beziehungen steht und eine Talgeschichte von nicht weniger verwickeltem Verlaufe aufweist.

Das Tal von Leutasch beginnt, wie in der Einleitung hervorgehoben, mit einer Art Talwasserscheide unmittelbar über dem Inntal. Doch ist der die Wasserscheide enthaltende Paß des Katzenloches, wie schon der Name besagt, eine enge Schlucht, offenbar im Zusammenhang mit der Übertiefung des Inntales und dem dadurch hervorgerufenen scharfen Einschneiden des nach Süden entwässernden Kochentales erst während des Diluviums entstanden. Sehr stark ist die Talverbreiterung dann unmittelbar nördlich in der Umgebung der Einmündung des von links kommenden Gaistales. Letzteres ist eigentlich, wenn auch nicht der Richtung nach, so doch in seiner ganzen Tiefen- und Breitenentwicklung orographisch das Haupttal, wie auch der Volksmund das dem Gaistal entströmende Gewässer als Oberlauf der Leutascher Ache betrachtet.

Das Gaistal erstreckt sich vom Negelsee, welcher die breite Talwasserscheide gegen das Lermooser Becken darstellt — auf die Bedeutung dieser Talwasserscheide wird anläßlich der Besprechung des Lermooser Beckens zurückzukommen sein — und in dessen Umgebung örtliche Moränen der Mieminger Eigen-

vergletscherung vorkommen, zunächst in einer Breite von gegen $\frac{1}{2}$ km bei geringem Gefälle nach Osten, bis zur Tillfußalpe ist es dicht bewaldet. Unterhalb der letzteren verengert es sich, der bewaldete Schutt weicht breiten Aufschüttungen der Talaue, in denen der Fluß sein Bett ständig wechselt, und kurz oberhalb der Mündung des Leitenbaches bezeichnet ein Riegel aus Raibler Rauchwacken in 1280 m den Beginn eines gänzlich veränderten Talcharakters. Nun beginnt der Fluß sich scharf in seinen Untergrund einzuschneiden, das Tal wird eng, und in Fortsetzung des oberen, breiten Talbodens ziehen deutlich verfolgbare Leisten an den beiderseitigen Hängen hin, vielfach mit Moränen bedeckt und bis gegen Wackerle hin verfolgbar, wo sie in etwa 1260 m Höhe liegen (westlich des Sulzbaches in rund 1270 m). Hier mündet der höhere Talboden, heute vom Flusse tief zerschnitten, stufenförmig in das weite Becken von Leutasch. Unter Abzug der reichlichen jungen Schuttmassen, welche den Talboden des Gaistales oberhalb der Tillfußalpe bedecken, ergibt sich für den höheren Talboden von der Wasserscheide am Negelsee bis nach Wackerle ein Gefälle von etwa 27 ‰. Deutlich ist die glaziale Gestaltung des augenscheinlich einer wichtigen tektonischen Leitlinie folgenden breiten Längstales, die seitliche Unterschneidung und Abrundung der Gehänge durch die Gletscher des Eiszeitalters ist besonders schön im Wettersteinkalk der Südflanke entwickelt.

Bei Wackerle liegt eine besonders starke Talweitung vor. Das von Süden kommende Tal des Katzenloches ist bei Moos gegen 1 km breit, ebenso breit ist das Tal der Leutascher Ache unterhalb von Weidach bis gegen seine Mündung hin, welche dann allerdings mit einer schroffen Verengung zusammenfällt. Bei Wackerle und Oberleutasch beträgt die Breite des Tales dagegen fast 2 km. Freilich mündet hier von Süden, aus der Gegend der Klamm Bachmündung, in unmittelbarer Fortsetzung des Reith-Seefeldler Talzuges die schon früher (S. 32) erwähnte breite, mit mächtigen Moränenmassen erfüllte Talmulde, ferner mit einer die Wasserscheide tragenden Stufe die nach Osten zum Drahnbachtal hinüberführende Senke „Durch den Boden“. Die Wasserscheide der letzteren liegt in 1195 m unmittelbar bei Weidach, noch nicht 100 m über der heutigen Talaue der Leutascher Ache bei Weidach. Weiter talabwärts aber mündet von rechts bei Ahren das Satteltal mit einer fast 200 m

hohen Stufe in rund 1300 m, und noch etwas weiter zeigt der Ausgang des Puitbachtals eine zwar besonders schöne, aber auch ganz ungewöhnlich hohe Stufenmündung von gegen 350 m Sprunghöhe in 1520 m. Dann setzen alle Stufen oder ähnliche Bildungen aus, und mit äußerst steilen Hängen, denen rechts streckenweise sogar die Fußhalden fehlen, während sie links nur in geringer Entwicklung vorkommen, bricht das in bezeichnender Weise glazial gestaltete Tal durch den Wetterstein- und Muschelkalk zwischen Arnspitzgruppe und Wettersteingebirge nach Norden durch.

Schon aus den wenigen, aber gut entwickelten Stufenmündungen der Seitentäler geht hervor, daß die heutige Talentwicklung in der Leutasch offenbar nicht den präglazialen Verhältnissen entspricht. Durch eine Anzahl diluvialer Ablagerungen, deren Einzelwürdigung freilich wieder Penck's neuer Arbeit vorbehalten bleiben kann, wird diese Annahme bestätigt und zugleich der Schlüssel zur Enträtselung des unklaren Bildes gegeben.

Am Weidachsee liegt unter Moränen, welche an kristallinen Geschieben überreich sind, eine festverkittete Nagelfluh mit gut abgerollten Geschieben. Ampferer (12 und 13) kartiert sie in Übereinstimmung mit Penck (64, S. 336) als „Brekzie“, beide erwähnen das gelegentliche, aber nicht häufige Vorkommen kristallinen Materiales darin. Wettersteinkalk überwiegt unter den Bestandteilen der Nagelfluh, Hauptdolomit ist seltener, und nur vereinzelt finden sich auch Muschelkalk-, Raibler- und Liasgeschiebe. Die Aufschlüsse am Weidachsee sind schlecht, doch ist eine ziemlich wagerechte Schichtung der Nagelfluh zu erkennen. Ihre Oberfläche liegt hier in etwa 1120 m.

Eine entsprechende Bildung, welcher ebenfalls schon Penck und Ampferer Aufmerksamkeit geschenkt haben, liegt genau am Ausgange des Gaistales in den Öfen oberhalb von Wackerle. Hier hat die Ache die feste Nagelfluh in enger, romantischer Klamm durchschnitten und in ihrer ganzen, rund 50 m betragenden Mächtigkeit aufgeschlossen. In prächtiger Weise ist sie hier als Delta mit ostwärts steil geneigten Schichten ausgebildet. Penck hat (a. a. O.) schon auf das Vorhandensein eines Sees geschlossen, in welchen die Ache des Gaistales zur Zeit der Ablagerung der Nagelfluh mündete, und

diesen See, da er die Hangendmoränen von Weidach dem Bühlstadium zuwies, in die Achenschwankung gestellt. Ampferer hat dagegen auch diese Nagelfluh den von ihm weithin verfolgten Vorkommnissen ausgiebiger Talverschüttungen der letzten Interglazialzeit zugewiesen. Nach der ungemein festen Verkittung der Nagelfluh, welche in der Klamm an den Öfen von Wackerle als steiler Fels einheitlich abbricht, kann ein stadiales Alter für diese Nagelfluh nicht gut in Frage kommen. Die Einheitlichkeit der Verkittung mag andererseits auf den großen Gehalt der Nagelfluh an Wettersteinkalkgeschieben zurückzuführen sein. Die Ansicht von Ampferer dürfte demnach zutreffen, die Nagelfluh von Leutasch und der mit ihr gleichzeitige Talsee gehören der letzten Interglazialzeit an. Ihre verhältnismäßige Armut an kristallinem Material unterscheidet diese Nagelfluh grundsätzlich von dem an solchem sehr reichen, lose verkitteten Schotter, welchen ebenfalls schon Penck (a. a. O.) von der 1250 m hohen Wasserscheide in der breiten, von Weidach nach Seefeld führenden Mulde unter Moränenbedeckung beschreibt und welcher wohl nur eine ganz örtliche Bildung darstellen dürfte.

Die Oberfläche des Deltas bei Wackerle liegt in 1240 m. Dies gibt ein Mindestmaß für die Spiegelhöhe des interglazialen Leutaschsees. In dieser Höhe ist aber heute keine Barre mehr vorhanden, weder in der Leutasch selber, noch auch in dem Trocken-

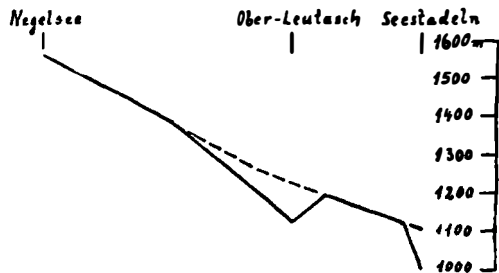


Fig. 4. Längsschnitt durch das Gaistal und das Trockental „Durch den Boden“. Maßstab der Länge 1 : 400000, der Höhe 1 : 20000. Gestrichelt: Präglaziales Talgefälle.

tale „Durch den Boden“. Hier helfen nun die Stufenmündungen der Seitentäler: sie steigen von Oberleutasch an rasch nach Norden an, ein Anstieg von rund 50 ‰ verbindet die Stufenmündung des Gaistales mit derjenigen des Puitbachtals. Dort ist die ursprüngliche Wasserscheide zu suchen, auf einer gegen 300 m hohen Felsschwelle, von welcher heute nichts mehr vorhanden ist. Dann erscheint das auch in gleicher Richtung wie das Gaistal verlaufende Trockental „Durch den Boden“ als

ursprüngliche Fortsetzung desselben, und seine 1110 m hohe Stufenmündung ins Drahnbachtal ergibt für jenes ein präglaziales Gefälle von Wackerle ab von rund 20 ‰, was sich in zwangloser Weise dem für das obere Talstück vom Negelsee bis Wackerle ermittelten Werte anschließt. Allerdings liegt die heutige Wasserscheide im Trockental „Durch den Boden“ ebenfalls über 40 m tiefer als die Spiegelhöhe jenes interglazialen Sees, aber hier können möglicherweise stauende Moränen nachträglich wieder ausgeräumt worden sein. Das Trockental „Durch den Boden“ ist nicht übertieft, ein echter Taltorso, der durch die Übertiefung der Leutasch geköpft und seines Oberlaufes vom Gaistal her beraubt wurde.

Unter Ausschaltung der mächtigen Moränen- und Schotterablagerungen in der von Weidach südwärts nach Seefeld führenden Senke liegt deren Boden allerdings auch tiefer als jener interglaziale Leutaschseespiegel. Aber zweifellos ist auch dieser Boden, der in der Hauptstoßrichtung des über den Seefelder Paß kommenden Eises lag, im Laufe des Eiszeitalters von den wiederholt über ihn hinweggehenden Vergletscherungen nicht unerheblich vertieft worden. Der naheliegende Gedanke, daß hier etwa eine ursprüngliche Fortsetzung des Reith-Seefelder Talzuges nach Norden vorliegt, hält näherer Untersuchung nicht stand. In präglazialer Zeit lag wie heute in dieser Mulde eine Wasserscheide, wenn sie auch nicht beträchtliche Höhe gehabt haben mag.

Es ist nun zweifellos eine schwierige Vorstellung, daß in der Leutasch eine gegen 300 m hohe Wasserscheide aus anstehendem Gestein spurlos verschwunden sein soll. Aber der geologische Aufbau des Gebietes macht diese Tatsache verständlicher. Gerade an der Mündung des Puitbachtals erscheint in einem „Fenster“ das ungemein mürbe Neokom aus dem Liegenden der Wettersteinüberschiebung. Es reicht bis über die Puitalpe und den hohen Stufenausgang des Puitbachtals in dieses hinein. Dieses besonders wenig widerständige Gestein bot den Ansatzpunkt zur Niederlegung der Wasserscheide. Rückschreitende Erosion von der Unterleutasch her, welche durch den stattlichen Gletscher des Berglentaies übertieft wurde, hat im Verein mit der auch nach Süden wirkenden Ausbreitung des letzteren den Vorgang angebahnt, welcher dann im Laufe der letzten Hauptvergletscherung zur Vollendung kam. Inwieweit hierbei auch die

älteren Eiszeiten und Interglazialzeiten beteiligt waren, entzieht sich der Kenntnis; zur Zeit des Leutaschsees während des letzten Interglazials war für jene Wasserscheide ja nur noch eine Höhe erforderlich, welche bereits um mehr als 250 m hinter der ursprünglichen Höhe der felsigen, die Wasserscheide bildenden Schwelle zurückblieb.

Unterhalb des weiten Beckens von Oberleutasch ist, wie erwähnt, das Tal als echtes Glazialtal ausgebildet. Noch im Bergental reicht die Unterschneidungsschlucht bis über 1400 m. Mit einem Gefälle von noch nicht 9‰ senkt sich die breite Aufschüttungsfläche des heutigen Talbodens bis nach Leutasch-Schanz. Unterhalb der Schanze wird das Tal eng und biegt scharf ostwärts zum Isartal ab, über dem es mit 100 m hoher, bereits früher gewürdigter (S. 33) Felsstufe, welche heute von der Ache in enger Klamm durchschnitten ist, einmündet. Auf dieser Stufe liegen, wie sich beim Bau der neuen Straße von Mittenwald nach der Leutasch ergeben hat, Moränen. Die Tatsache, daß oberhalb der felsigen Stufenmündung der Talboden in unbekannter Mächtigkeit aufgeschüttet ist, beweist, daß es sich hier um ein nach unten ursprünglich geschlossenes Felsbecken handelt. Daß auch dieses Becken am Ausgange des Eiszeitalters zeitweise von einem See erfüllt war, ist an sich wahrscheinlich, aber durch keine Ablagerungen sicherzustellen.

So zeigt die untere Leutasch die Erscheinung einer Felsstufenmündung in der Höhe des präglazialen Haupttalbodens, oberhalb dieser Stufe ist sie in unbekannter Mächtigkeit aufgeschüttet, also als talabwärts geschlossene Felswanne übertieft. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß die Richtung dieser Übertiefung auf das Katzenloch und das Tal von Moos, über welchem ja auch das Gaistal stufenförmig mündet, hinweist, also auf eine überwiegend süd-nördliche Eisbewegung, während die von Osten her bis zur Tillfußalpe in das Gaistal hinein zu verfolgenden kristallinen Geschiebe nur durch eine ostwestliche Strömungsrichtung so weit in das tiefe Längstal zwischen den Hochstöcken des Wetterstein- und des Miemingergebirges gelangt sein können. Dies ist wohl am besten durch einen Wechsel in der Eisströmungsrichtung im Laufe der verschiedenen Vergletscherungen zu erklären.

Ferner muß abermals hervorgehoben werden, daß die eigentliche Übertiefung des Beckens von Oberleutasch in gleicher

Weise wie diejenige des Isartalbeckens unterhalb von Mittenwald ein Werk der Reißvergletscherung sein muß, da sonst schon in den früheren Interglazialzeiten hier ein See bestanden haben müßte, wofür aber kein Anhaltspunkt vorliegt.

b) Der Garmischer Längstalzug

1. Das Längstal zwischen Mittenwald und Partenkirchen

In derselben Weise, wie sich zwischen Benediktenwand und Karwendelvorgebirge ein breiter, von einem niedrigen „Mittelgebirge“ erfüllter Längstalzug nach Osten erstreckt, so wird auch die Krottenkopfgruppe im Norden durch ein breites „Mittelgebirge“ von dem Wettersteingebirge im Süden getrennt. Beide „Mittelgebirgs“-Streifen sind überwiegend dolomitisch, doch treten in der Umgebung der Jachenau jüngere Schichten bis zum Lias nur ganz örtlich auf, während in der Nachbarschaft von Partenkirchen auch den Partnachschichten und dem Muschelkalk ein erheblicher Anteil am Aufbau des „Mittelgebirges“ zukommt. Ein grundsätzlicher Gegensatz unterscheidet indessen beide Gebiete: dort wird der breite Längstalzug von zwei breiten und tief eingeschnittenen, unter sich parallelen Haupttälern in seiner ganzen Länge durchmessen, hier dagegen herrscht ein wirres Netz kleiner Gewässer und unbedeutender Tälchen, in welchen die eigentliche Längstalrichtung durchaus nicht einheitlich zur Geltung kommt. Bemerkenswert ist dabei der Verlauf der Wasserscheide zwischen Isar und Loisach, welche sich durchweg in dichtester Nähe der ersteren hält, so daß fast das ganze Gebiet zur Loisach entwässert.

Stark tritt als beherrschendes Merkmal in der Entwicklung der einzelnen kleinen Täler die Übertiefung des Loisachtales und ihre Rückwirkung auf das Einschneiden im Unterlaufe der ihm zugehörigen Gewässer hervor. Mäßig ist das Gefälle des oberen Ferchenbaches, in steiler und unwegsamer Schlucht eilt er unterhalb von Ellmau zur Partnach. Aus einem flachen Becken mit breiter Aufschüttungsaue kommt der Kankerbach bei Kaltenbrunn, sein Unterlauf ist ein Engpaß und zwingt Bahn und Straße zum Ausweichen hoch am Hang hinauf. Die Partnach selbst entströmt mit mäßigem Gefälle dem bis ins Herz des Wettersteingebirges hineinführenden Reintale, aber in einer wildromantischen Klamm bricht sie zur Weitung von Garmisch-Partenkirchen durch. Weitgehend sind die Wirkungen des Eiszeit-

alters gerade in den kleineren Tälchen dieses recht mannigfaltig entwickelten Gebietes.

Das Kankerbachtal ist als enge Schlucht bis 850 m entwickelt, hier liegt die Höhe einer ursprünglichen Stufenmündung in das Becken von Garmisch-Partenkirchen. Oberhalb wird das Gefälle geringer, der Oberlauf führt über das aufgeschüttete Becken von Kaltenbrunn wieder durch anstehendes Gestein bis in die Gegend der Moränen von Gerold und in der Nachbarschaft des Weigmann- und Wagenbruchsees. Stufenmündungen von Seitentälern kommen nicht vor. Dagegen zieht am südlichen Talhang eine ziemlich stark ansteigende, breite Gehängeleiste entlang, auf welcher Wamberg in 995 m Höhe liegt. Am rechten Talhang findet sich ein entsprechender, mit Moränen überdeckter Vorsprung bei Gschwand, und wenn man am Gschwandnerbauer Umschau hält, dann erkennt man ohne weiteres, daß man auf einer nach beiden Seiten abfallenden ursprünglichen Wasserscheide steht; im Vorblick zu dem genau gleich hohen Gesinse an der gegenüberliegenden Talseite verschwindet der enge Einschnitt des heutigen Tales vollkommen. Hier lag, in rund 1000 m Höhe, die präglaziale Wasserscheide zwischen Isar und Loisach, von welcher der Kankerbach mit einem Gefälle von gegen 40 ‰ nach Partenkirchen floß, während ein heute nicht mehr vorhandenes Gewässer mit einem Gefälle von etwa 8 ‰ über Kaltenbrunn, Gerold und den Weigmannsee die Isar erreichte. Die Talentwicklung war also auch zur Präglazialzeit hier einseitig, wenn auch im entgegengesetzten Sinne wie jetzt: das Einzugsgebiet der Isar war größer als dasjenige der Loisach, zur letzteren erfolgte ein steileres Gefälle.

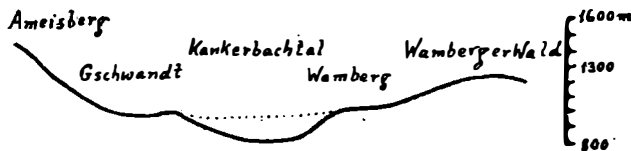


Fig. 5. Querschnitt durch das Kankerbachtal östlich Partenkirchen.
Maßstab der Länge und Höhe: 1 : 50000.
Punktiert: Präglaziale Talsohle.

Wichtig sind im Kankerbachtale verschiedene diluviale Ablagerungen. Von Osten her griff das Krünnstadium hier hinein. Mächtige Wallmoränen, von denen die nördliche den Wagen-

bruchsee abgedämmt hat — was ihre Herkunft von Osten schlüssig beweist —, erheben sich an beiden Talflanken in der Nachbarschaft des Weigmannssee. Ein zugehöriges Zungenende ist aber nicht zu erkennen. Bei Gerold queren Moränen das Tal, sie ziehen weiter bis nach Kaltenbrunn, im Zusammenhang mit ihnen ist anscheinend der Talboden zu der genannten Aufschüttungsaue von Kaltenbrunn mit Schottern aufgefüllt; daß auch ein kleiner Stausee hier bestand, geht aus dem Vorkommen von randlich gelegener Seekreide, welche schon Aigner (3) von hier beschrieben hat, deutlich hervor. — Deutlicher liegen die Verhältnisse weiter im Westen. Das Werdenfelser Talbecken wird nach Osten hin von mächtigen Moränen begrenzt, welche deutlich die Eigenschaft von Ufer- und Endmoränen besitzen. Bei Kainzenbad zeigen die Moränen des südlichen Hanges östliches Einfallen: auch hier also wieder eine örtliche Stauung gegen das Gehänge hin. Die Aue des Werdenfelser Beckens greift in sehr bezeichnenden fingerförmigen Buchten nach Osten aus, sie wird auch hier rings von mächtigen Endmoränen abgeschlossen. Bei Kainzenbad liegt das Ostende eines Rückzugsstadiums des Loisachgletschers, weit gebirgseinwärts hinter dem Bühlstadium, jedoch durch massenhaftes Vorkommen kristallinen Materiales in den Moränen als älter als das Gschnitzstadium gekennzeichnet. An sie schließt sich, durch die neue Karwendelbahn in großen Anrissen vortrefflich erschlossen, eine echte Schotterterrasse in rund 815 m Höhe an, welche aber nicht weit reicht, da im Tale bald der anstehende Untergrund in größere Höhe aufragt. Diese Schotterterrasse entspricht ursächlich vielleicht der Aufschüttungsaue in der Talweitung von Kaltenbrunn, wo sie noch nicht wieder nachträglich zerschnitten worden ist. — Die Trennung zwischen dem Loisach- und dem Isartalgletscher, welche während' des Bühlstadiums erst in dem Tale der Eschenlaine und am Kesselberg erfolgte, fand zur Zeit des Krünnstadiums bereits in dem Längstale zwischen Partenkirchen und Mittenwald statt, aber es läßt sich kein ganz klares Bild hier gewinnen. — Bemerkenswert ist eine als örtliche Terrasse ausgebildete, ziemlich feste und löcherige Nagelfluh von der Beschaffenheit des Hochterrassenschotter im Alpenvorlande, welche über der Schotterterrasse des Stadiums um etwa 15 m aufragt und an der Hauptstraße etwa südwestlich von Schlattan wiederholt ausstreicht. Bei der völligen Vereinzelung

des Vorkommnisses ist es nicht möglich, irgendwelche Schlußfolgerungen daraus abzuleiten oder eine Erklärung dafür abzugeben. Naheliegend ist der Gedanke, daß es sich hier um einen vereinzelt Rest einer interglazialen Talzuschüttung handelt, welche dann auch das Loisachtal betroffen hätte.

Auch im Zuge des Ferchentaales liegen mächtige Moränen in der Umgebung von Ellmau. Gehl (32) hat ihre Natur als Endmoränen erkannt und sie als Zeugen des Gschnitzstadiums für einen Seitenast des Isargletschers angesehen. Auf die Schwierigkeit, welche darin liegt, daß zur Zeit des Gschnitzstadiums kein zentralalpines Eis mehr über den Seefelder Paß gelangte, die fraglichen Moränen aber sehr reich an kristallinem Material sind, ist er nicht weiter eingegangen. In dem tiefen Talzuge, welcher von Ellmau nordöstlich nach Klais zieht, bilden allerdings Wallmoränen, welche vielleicht dem Krünnstadium angehören, die nur 1013 m hohe Wasserscheide zwischen dem rückläufig nach Südwesten zum Ferchenbach entwässernden Drüsselgraben und dem in der Richtung auf Klais fließenden, bald versiegenden Kreidenbache, als dessen Unterlauf der zur Isar bei Krünn entwässernde Kranzbach gelten kann. Die Endmoränen von Ellmau dürften jedoch einem stadialen Gletscher des Wettersteingebirges ihre Entstehung verdanken, ihr kristallines Material kann sehr wohl den überall verbreiteten hocheiszeitlichen Grundmoränen entstammen. Es kann sich dabei nur um ein Zungenende des Partnachgletschers handeln, dessen örtlich beschränkte Entwicklung eine Bestimmung der zugehörigen Schneegrenze zuläßt: bei Ellmau liegt das Ende des Partnachgletschers aus dem Gschnitzstadium. Während des Krünnstadiums erreichte der Partnachgletscher noch den Isargletscher, jedoch so nahe dessen Ende, daß dessen Rand durch mächtige Moränenaufschüttungen gekennzeichnet blieb. Verhältnismäßig war also dieser nordöstlich gerichtete Ast des Partnachgletschers während des Gschnitzstadiums bedeutender als während des vorangegangenen Krünnstadiums, was damit zusammenhängen mag, daß zur Zeit des letzteren die Hauptmasse des Eises aus dem Partnachtaale nach Norden ins Werdenfeller Becken hinabströmte und der Ellmauer Ast durch den Gletscher des Isartaales noch in seiner Ausdehnung gehemmt wurde.

Das breite und tiefe Tal zwischen Ellmau und Klais bildet

orographisch ebenso die unmittelbare Fortsetzung des unteren Ferchentaies, wie dieses selber das eigentliche Reintal fortsetzt. Unmittelbar nördlich der Ferchenbachmündung beginnt die Partnachklamm, und das bisher breite Partnachtal schließt sich hier völlig bis zu ansehnlicher Höhe. Auch über der Klamm selber, deren wildeste Ausbildung eng mit der Verbreitung des Muschelkalkes zusammenhängt, liegt noch eine enge Schlucht — man glaubt beim Abstieg von Vordergraseck zur eisernen Brücke über die Klamm in ein unbedeutendes, ganz eng und scharf V-förmig eingeschnittenes Tälchen geraten zu sein und ist überrascht, dann plötzlich die fast messerscharf eingeschnittene, nochmals an die 80 m tiefere Klamm unter sich klaffen zu sehen. — Erst bei Vordergraseck liegt in 890 m Höhe unter geringmächtigem Moränenschutt das untere Ende einer deutlichen Talweitung, offenbar der ursprüngliche Talboden, welcher am linken Ufer ober der Wildenau deutlich in derselben Höhe zu erkennen ist. Dieser ältere Talboden senkt sich nach Norden zum Vorsprung des 870 m hohen Kochelberges und bricht hier scharf zu dem 170 m tieferen Werdenfelser Becken ab; diese Höhe entspricht durchaus der Stufenmündung des Kankerbaches und beweist, daß der Talboden von Vordergraseck die präglaziale Talsohle darstellt. Talaufwärts steigt er rasch an und erreicht bei den Gschwandten rund 1000 m Höhe; hier wird er von der alten Straße zum Reintalospiz benutzt.

Die Leiste eines solchen älteren Talbodens ist nun auch am rechten Hang des Ferchenbachtals bis gegen Ellmau hin zu verfolgen, Hintergraseck liegt darauf. Bemerkenswerterweise steigt der bequeme Saumweg von Vorder- nach Hintergraseck, welcher diese Leisten und Gesimse benutzt, erst allmählich an und senkt sich dann ebenso allmählich wieder, noch bevor er ins Ferchenbachtal einbiegt. Die geringe Widerständigkeit der im Ferchenbachtale vorkommenden Partnachschiefer und in den tieferen Teilen Raiblersandsteine haben eine starke nachträgliche Zerstörung dieser Gehängeleiste im Ferchenbachtale zur Folge gehabt, sie ist umgeformt, abgeböscht, verschüttet, so daß ihr ursprüngliches Gefälle nicht mehr zu erkennen ist. Ihre Höhe beträgt 980 bis 1000 m. Sie liegt jedenfalls tiefer, als das Gesimse bei den Gschwandten und die Weghöhe zwischen Vorder- und Hintergraseck. Daraus ergibt sich, was auch schon die orographischen Verhältnisse lehren, daß das untere Ferchental heute

rückläufig entwässert, daß es in präglazialer Zeit die untere Fortsetzung des Reintales nach Osten bildete und seinerseits in dem tiefen und breiten Talzuge zwischen Ellmau und Klais, welcher bezeichnenderweise nicht übertieft ist, seinen Ausgang zum Isartal fand. Das von den Gschwandten über Ellmau und Klais zur Isar entwässernde präglaziale Partnachtal besaß auf dieser Strecke ein Gefälle von rund 5 ‰. Auch hier griff also die Isar in präglazialer Zeit weit ins Bereich der heutigen Loisach über, die Wasserscheide verlief im Gegensatz zu den heutigen Verhältnissen auch hier in auffälliger Nähe der Loisach selber.

Eine niedrige Wasserscheide von vielleicht kaum 20 bis 30 m Sprunghöhe trennte in präglazialer Zeit die Partnach von der Loisach. Infolgedessen kann man bei Vordergraseck und am Kochelberg nicht von einer Stufenmündung der Partnach ins übertiefte Loisachtal sprechen, sondern höchstens von der Stufenmündung eines kurzen Seitentälchens, welches mit rund 40 ‰ Gefälle von der Paßschwelle an den Gschwandten herabkam. Daher erhebt sich die Frage nach der Entstehung des unteren Durchbruches der Partnach durch die enge Klamm ins Werdenfelser Becken. Wesentlich ist natürlich hierbei die Übertiefung des letzteren, Anzapfungsvorgänge spielten demnach wohl eine wesentliche Rolle bei der Entstehung der heutigen Verhältnisse. Andererseits ist zu beachten, daß der Partnachgletcher, welcher zur Zeit des Gschnitzstadiums einen Ast noch bis Ellmau vorsandte, auch nach Norden nicht viel weiter reichen konnte; unterhalb der Partnachklamm, im weiten Werdenfelser Becken, gibt es nirgends Moränen, welche dem Gschnitzstadium zugerechnet werden könnten, sondern nur bei Kainzenbad die beschriebenen mächtigen Stirn- und Seitenmoränen eines Stadiums des Loisachgletschers. Penck (64, S. 350) hat „unfern der Mündung der Bodenlahne mächtige Moränen und Schotter“ beobachtet, welche er dem Gschnitzstadium zuwies; jedoch ist an der fraglichen Örtlichkeit, nämlich in der Umgebung des Reintalospizes, kein Anhaltspunkt dafür vorhanden, daß hier tatsächlich das Ende des gschnitzstadi- alen Gletschers lag. Nachdem vielmehr festgestellt ist, daß dieser Gletscher noch bis nach Ellmau reichte, er andererseits nicht über die Partnachklamm hinausgereicht haben kann, so bleibt nur die Möglichkeit, das zugehörige Ende des nördlichen Astes eben bei Vordergraseck, über der heutigen Klamm zu suchen und die Entstehung der letzteren teilweise wenigstens mit einer subglazialen

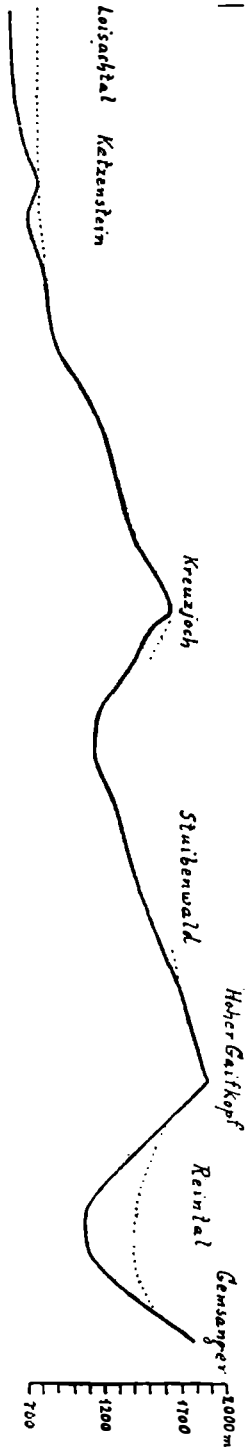


Fig. 6. Querschnitt vom Loisachtal bei Garmisch bis zum Reintale.
 Maßstab der Länge und Höhe = 1 : 50000.
 Punktirt: Präglaziale Oberfläche.

Rinne in Beziehung zu bringen, wie sich solche ja vielfach an den Enden der heutigen Gletscher wahrnehmen lassen. Man kann beobachten, daß die Wände der Klamm in den oberen Teilen durchaus glatt sind, während erst ziemlich tief echte Wasserkolke in großer Zahl und prächtiger Ausbildung einsetzen. Die letzte Eintiefung der Klamm fand sicher erst nach Ablauf des noch zu erörternden Werdenfeller Tal-sees statt; die Glättung des oberen Teiles der Klammwände deutet vermutlich darauf hin, daß in die subglazial entstandene Klamm noch das Eis der darüber liegenden Gletscherzunge eindrang und sie glattschliff — wie dies in ähnlicher Weise noch heute am Zungenende etwa des Unteren Grindelwaldgletschers oder des Oberaletschgletschers in der Schweiz zu beobachten ist.

Im Inneren des Wettersteingebirges ist das Reintal als ganztaliger Trog mit ungemein schroffen Abstürzen der beiderseitigen Talflanken entwickelt. Eine Trogschulter ist nicht vorhanden, aber die prächtige Stufenmündung des Oberreintales in gegen 1400 m tut dar, daß das Tal der Partnach etwa bei den Blauen Gumpen um mindestens 350 m übertieft worden ist. Diese außerordentlich starke Übertiefung, deren Bedeutung dadurch beson-

ders groß wird, daß sie talauswärts ausklingt und schließlich vollkommen aufhört, hat der ganzen Umräumung des Reintales ihr Gepräge verliehen. Hoch hinauf reicht die wilde Zerschlungung an den Dolomithängen des Eben- und Wettersteinwaldes, im Tal der Bödenlähne hat die kräftige Tieferlegung der Erosionsbasis zur Rückschneidung der Gehänge bis zum Kreuzjoch und den Hupfleiten geführt und die schroffen Abbrüche der alten diluvialen Moränennagelfluh und Kalkbrekzien am Längenfeld erzeugt, und in selten schöner Weise läßt sich hier, im Gegensatz zum wenig übertieften Loisachtale, weit und breit die Zerstörung eines älteren, gleichmäßig und ziemlich sanft geböschten Reliefs durch junge und starke Wassererosion infolge der Übertiefung eines Tales feststellen. — Die Stufenmündung des Oberreintales läßt auf einen präglazialen Anstieg der Partnachtalesohle von den Gschwandten an um etwa 70 ‰ schließen; vom Oberreintal bis zur Höhe über dem Talschluß an der Knorrhütte (rund 2050 m) würde sich ein weiterer Anstieg um mindestens 10 ‰ ergeben, der sich unter Ausschaltung der Karbildung im Bereich des Platt bis zur Kammhöhe des Schneefernerkopfes (2875 m) im Talhintergrunde auf etwa 27 ‰ steigern würde. Im Inneren des Wettersteingebirges hatte also auch schon das präglaziale Partnachtal ein recht steiles Gefälle, und es mag kein Zufall sein, daß nur im Bereiche dieses steilen präglazialen Gefälles die eiszeitliche Übertiefung zur Entfaltung kam, und zwar, da sie nach Lage der Verhältnisse nur auf Gletscherwirkung zurückgeführt werden kann, in einem Umfange, wie er in den großen Haupttälern nirgends auch nur annähernd erreicht wird.

Merkwürdig ist endlich noch die breite Talwasserscheide, welche in noch nicht 1070 m Höhe im stark gerundhöckerten Hauptdolomit zwischen Ferchensee und Lautersee liegt. Bis hierher hat anscheinend die starke junge Eintiefung des im Unterlaufe umgekehrten Ferchenbaches gewirkt, indem letzterer durch Anzapfung das ursprüngliche Quellgebiet des Lainbaches eroberte. Bis in solche Nebenwinkel wiederholt sich der Vorgang einer diluvialen Ausbreitung des Loisachgebietes auf Kosten des Isargebietes. — Bei diesen beiden Seen selber und den verschiedenen kleineren Tümpeln der Nachbarschaft ist es auffallend, daß sie nur im Gebiete des Hauptdolomites vorkommen. Nur hier hat sich die glazial stark überarbeitete Oberfläche ziemlich unverändert erhalten, wobei auch mit der Möglichkeit von Karsterscheinungen zu rechnen ist.

2. Das Werdenfelser Becken und das untere Loisachquertal

Das Werdenfelser Becken, jener wegen seiner großen landschaftlichen Schönheit weitberühmte Mittelpunkt des bayerischen Hochgebirges, verdankt seinen Hauptreiz unzweifelhaft der außerordentlichen Weite des Tales, welches hier in selten wiederkehrender Weise nach allen Seiten einen freien Rundblick gestattet. Gegen 2 km breit öffnet sich das untere Loisachquertal gegen das Vorland, ebenso breit das Längstal in der Richtung nach Griesen, vom Austritt des Partnachtales bis zum Sonnenbichl hat der schräge Durchmesser rund 4 km Länge. Deutlich legt sich vor die Partnachschlucht ein breit ausladender Schuttkegel über die außerordentlich ebene Talaue, deren Gefälle von Garmisch bis Oberau nur etwas mehr als 6 ‰ beträgt.

Ohne weiteres legt das landschaftliche Bild den Gedanken nahe, daß es sich auch hier wieder um den Boden eines ehemaligen Sees handele, der das stark übertiefte Tal erfüllt hat, dann aber vollständiger Zuschüttung anheimfiel. Dies läßt sich auch geologisch nachweisen: bei Fundamentierungsarbeiten in der Umgebung des Bahnhofes Rissersee ist in etwa 5 m Tiefe echte, mergelige, zähe, geröllfreie Seekreide (Kalkschlamm) angetroffen worden.

Das fingerförmige Eingreifen dieses alten Sees in die Endmoränen bei Kainzenbad deutet auf ursächliche Zusammengehörigkeit von beiden: der See liegt innerhalb der Endmoränen, er hat ein von diesen umschlossenes Zungenbecken erfüllt. Der Seeboden geht ununterbrochen in die Aue des unteren Loisachquertales über, in diesem ist demnach die eigentliche Gletscherzunge des stadialen Gletschers noch ein Stück weit hinein vorgedrungen, hier sind jedoch die eigentlichen Endmoränen nicht vorhanden. Es ist daher zweckmäßig, beim Loisachtale umgekehrt zu verfahren als wie beim Isartale, mit dem untersten Talstücke zu beginnen und talaufwärts fortzuschreiten.

Zunächst sind aber noch einige Formen aus dem eigentlichen Werdenfelser Becken hervorzuheben, welche möglicherweise für dessen Werdegang eine gewisse Bedeutung besitzen. Am Südfuße des Kramers, an der Nordwestecke des Beckens, liegt eine mit jungem Schutt, stellenweise auch mit Moränen überdeckte Terrasse aus anstehendem Hauptdolomit, das Ebnet mit der Almhütte, in rund 780 m Höhe. Am Südrande des Beckens mündet östlich des 877 m hohen Katzensteines über einem Steilabfall das

Tälchen, in welchem der Rissersee künstlich gestaut worden ist, in genau derselben Höhe, nämlich 780 m. Am rechten Partnachufer springt in gleicher Höhe ein auffallend ebener Sporn vom Eselberg gegen den 870 m hohen Kochelberg vor. In derselben Höhe von 780 m liegt die breite, aus jungen Schottern aufgebaute Terrasse am Ostende des Talbeckens, an deren Abfall das neue Kurhaus Kainzenbad errichtet worden ist; die Schotter dieser Terrasse stehen in engster Beziehung zu den Stirnmoränen an der Mündung des Kankerbaches. Ebenso zieht nördlich von Partenkirchen eine stark gerundhöckerte Leiste am rechten Loisachtal hin, auf welcher das Café Panorama in 780 m liegt. An der gegenüberliegenden Seite des Loisachtales liegt nordwestlich von Garmisch ein von Gehängeschutt teilweise überdeckter dolomitischer Sporn in 780 m Höhe. Westlich Farchant liegt der Sporn der Spielleite im Anstehenden ebenfalls in 780 m Höhe. Der Dolomithügel, auf welchem die Ruine Werdenfels zwischen Garmisch und Farchant an der linken Talseite aufragt, ist 789 m hoch. Alle diese Bildungen gehören offensichtlich zusammen, um ein zufälliges Zusammentreffen kann es sich kaum handeln. Diese einheitliche Höhenlage von 780 m, welche sich ohne jedes Gefälle von Garmisch bis weit ins untere Loisachquertal fortsetzt und zweifellos jünger ist als der präglaziale Talboden, dessen Reste am Katzenstein wie am Kochelberg 90 bis 100 m höher aufragen, kann hier nur vielleicht als Zeuge einer interglazialen Talbildung angesprochen werden.

Weiter talabwärts ist zunächst der in der höchsten Kuppe bis 800 m, größtenteils aber wieder nur 780 m hohe, breite Dolomitvorsprung des Kirchbichls an der linken Talseite hervorzuheben. Kurz oberhalb Eschenlohe bildet der rechte Talhang an der linken Seite der Mündung der Eschenlaine abermals einen breiten Dolomitvorsprung auf der Wanne in 780 m. Dann kommen keine weiteren derartigen Bildungen mehr vor. Wohl aber verengt sich gerade bei Eschenlohe das Tal außerordentlich, hier ist die aufgeschüttete Aue nur $\frac{1}{2}$ km breit, der weit in das Tal hinein vorspringende Dolomitsporn des Vestbühels engt die bei Oberau wie gleich unterhalb von Eschenlohe 3 km breite Talsohle erheblich ein. Dieser Sporn des Vestbühels ist 725 m hoch. Mächtige Moränen, welche sich an den glazial stark überarbeiteten, niedrigen Dolomitsporn östlich von Eschenlohe südlich am Gehänge anschließen, beweisen, daß hier nicht mehr durch-

weg die ursprünglichen Verhältnisse herrschen: nur an der geschützten Stelle sind die Moränen erhalten geblieben, im Bereiche des Flusses und in dessen Nachbarschaft sind sie verschwunden. Diese mächtige Moränenanhäufung am Talboden im Verein mit der starken Einschnürung desselben durch den Felsriegel des Vestbühels deuten darauf hin, daß hier bei Eschenlohe das dem Krünnstadium angehörende Ende des Loischgletschers lag. Talabwärts liegt das Becken eines erloschenen Sees im Murnauer Moose, welcher von den ins Alpenvorland hinausgreifenden Moränen des Bühlstadiums gespannt war und dessen Spiegelhöhe, ehe die Loisch ihren Weg ostwärts zum Kochelsee gefunden hatte, nach Penck (64, S. 338) in etwa 630 m anzusetzen ist. Als dieser See abfloß, erfolgte auch die Zerschneidung des Vestbühels bis zu der heutigen, bei Eschenlohe 640 m hohen Talsohle und im Zusammenhang damit eine erhebliche Abräumung und Beseitigung des in der unmittelbaren Nachbarschaft des Vestbühels angehäuften Moränenschuttes. Im Isartal sind bereits ähnliche Verhältnisse festgestellt worden.

Nimmt man nur die heute noch nachweisbare Höhe des Vestbühels als Anhaltspunkt für die Feststellung der Spiegelhöhe des durch die Moränen des Krünnstadiums gespannten Werdenfelsee-Talsees, so hat derselbe immerhin noch sicher bis zur Schmolz oberhalb von Garmisch gereicht, vermutlich sogar noch weiter, da hier bereits die Trümmerzone des Eibseebergsturzes beginnt (s. u.).

Bei der beschriebenen einheitlichen Höhenlage von 780 m, welcher so verschiedenartige Bildungen von Kainzenbad bis Eschenlohe angehören, ist nun aber zu beachten, daß sie gerade bei Eschenlohe, wie die Stufenmündung der Eschenlaine unter der Platte Auf der Wanne beweist, der präglazialen Haupttalsohle angehört. Weiter talaufwärts ist dies nicht der Fall: auf der linken Talseite liegt die durch Ufermoränen des stadialen Haupttalgletschers überhöhte Stufenmündung des Lahnenwiesgrabens oberhalb von Farchant südlich eines niedrigen, stark abgeschliffenen Dolomitrückens vom Grubenkopf (965 m) zum Sporn der Diensthütte am Gießenbachweg des Reschberges (935 m) in etwa 840 m, bei Oberau mündet das durch dieselben Ufermoränen in der durch v. Klebelsberg (48) klargestellten Weise verbaute Tal von Ettal in gleicher Höhe, welcher eine

breite, dolomitische Felsleiste am Nordhang des Rabenkopfes in 850 m sowie die enge Klamm des untersten Gießenbaches entspricht und welche augenscheinlich mit dem bereits erwähnten, ebenfalls zu 780 m flach geböschten Kirchbichl in Zusammenhang steht. Daraus kann abgeleitet werden, daß sich der präglaziale Talboden von der Partnachmündung bis zum Ausgang des Eschentales um etwa 5 ‰ senkt und gerade bei Eschenlohe die Höhenlage von 780 m schneidet. — An der rechten Talseite ist oberhalb der Eschenlaine nur das Tal des Faukenbaches hervorzuhoben, das als enge Schlucht bis gegen 900 m hinauf in Raibler Rauchwacken eingerissen ist und zu den Hauptsehenswürdigkeiten in der näheren Umgebung von Partenkirchen gehört.

Die Tatsache, daß die zur Höhenlage 780 m gehörigen Bildungen unterhalb von Farchant der präglazialen Haupttalsohle angehören, läßt die Bedeutung dieser Höhenlage etwas zurücktreten. Dies geschieht noch mehr, wenn man die Schotterterrasse von Kainzenbad ausschaltet und die starke glaziale Überarbeitung der Felsleiste des Cafés Panorama als Ursache für deren dann nur zufällige Höhengleichheit mit jener Höhenlage ansieht. Trotzdem bleiben gerade in der Umgebung von Garmisch-Partenkirchen mehrere sehr auffällige Bildungen, welche keine anderweitige Erklärung zulassen. Für die Annahme, daß hier Reste eines Talbodens vorliegen, welcher jünger wäre als der präglaziale und älter als das heute in ihn eingesenkte übertiefte Talbecken, lassen sich hier noch keine weiteren Anhaltspunkte gewinnen; der Umstand, daß dieser Talboden ja gar kein Gefälle besäße, während der über ihm gelegene präglaziale Talboden mit gleichmäßigem Gefälle nach Norden absinkt, kann sogar dagegen gedeutet werden. Andererseits muß zugegeben werden, daß keine Beweise dafür vorhanden sind, daß etwa die den Werdenfelser Talsee bei Eschenlohe stauende Barre jemals eine größere Höhe besessen hat als heute der Vestbühel, welcher ja immerhin um 55 m hinter jener Höhenlage zurückbleibt, daß also jene Höhenlage mit diesem See in ursächlichem Zusammenhange stehen könnte.

Der langgestreckte Rücken, welcher vom Lober nördlich Oberau ausgeht und dessen äußerstes Ende der Vestbühel darstellt, wird gerade bei Oberau von einer breiten Senke durchzogen, dem Katzental, dessen Paßhöhe nur 754 m hoch ist. Allerdings liegt dieser Rücken mitten im Wege des von Süden kommenden

Loisachgletschers, und der Umstand, daß der Paß des Katzentaales ganz an die Südseite dieses Auerbergrückens gerückt ist, während das Tal selber sich allmählich nach Norden senkt, deutet darauf hin, daß hier das darüber hinwegströmende Eis die Formengestaltung nicht unerheblich beeinflußt und wohl auch den Paß selber erniedrigt hat. Der Umstand, daß der Paß des Katzentaales der Höhe der präglazialen Loisachtalsole ziemlich nahe kommt, läßt es möglich erscheinen, daß hier ein — wenn auch etwas erniedrigtes — Stück der letzteren im Schutze des Teilungswinkels von Oberau-Ettal erhalten geblieben ist.

Unterhalb von Eschenlöhe beginnt die außerordentlich ausgedehnte Talweitung des Murnauer Moooses, dessen nördlich von Ohlstadt an die 10 km breiter, durchaus versumpfter Boden noch heute deutlich das Bild jenes durch die Bühlmoränen von Murnau gestauten Sees hervorruft, wie er in der erwähnten Weise bereits durch P e n c k (a. a. O., s. o.) nach dem Delta von Achrain mit einer Spiegelhöhe von rund 630 m festgestellt worden ist. Die niedrigen, rundgeschliffenen Felshügel der Kögel ragten über den See als Inseln auf, der 750 m hohe Lange Kögel sogar in nicht ganz unerheblicher Weise. Mächtige Diluvialablagerungen verhüllen den Gebirgsrand und verwischen die etwaigen Stufenmündungen der wenigen und unbedeutenden Gewässer, welche den beiderseitigen Flanken entströmen. Mit Vorbehalt sind also nur deren Gefällsstufen zu berücksichtigen, welche beim Lahngraben links in gegen 800 m, bei der Wetzsteinlaine östlich von Ohlstadt in entsprechender Höhe einsetzen. Jedenfalls ist für den präglazialen Talboden unterhalb von Eschenlohe ein Gefälle nicht mehr bestimmbar. Doch können bei der Unsicherheit der vorhandenen Unterlagen hieraus noch keinerlei weitere Schlußfolgerungen abgeleitet werden.

Es ist nun im unteren Loisachquertal, dessen Werdegang einige noch ganz ungelöste Fragen enthält, noch eine wichtige diluviale Ablagerung zu nennen. Bei Wengwies und nach K n a u e r (laut mündlicher Mitteilung) auch bei Wengen kommt am Ausgange des Eschentaales eine feste, brekziöse Nagelfluh vor, welche so hart ist, daß sie beim Kriegerdenkmalsbrunnen in Eschenlohe als grotesker Fels Verwendung gefunden hat. Sie ist durch eine sehr gleichmäßige, sehr feste Verkittung ausgezeichnet, führt viel kristallines Material und wird durch häufige gekritzte Geschiebe als eine alte, fest verbackene Moräne er-

wiesen, welche durchaus aus dem Rahmen der sonst an den Talhängen vorkommenden Moränen herausfällt. Ihrer faziellen Entwicklung nach kann sie nicht zu den Bildungen der Würmeiszeit gerechnet werden, sondern muß älter sein als diese. Bemerkenswert ist die Örtlichkeit ihres Vorkommens: gerade oberhalb der Talenge von Eschenlohe, wo das Ende des Krünnstadiums zu suchen ist. Sollte es sich hier um eine infolge der orographischen Verhältnisse an der gleichen Stelle zur Entwicklung gelangte Stadiallengmoräne einer älteren Eiszeit handeln? Dann wäre die „Hochterrasse“ im unteren Kankerbachtal bei Partenkirchen vielleicht wirklich der Rest einer Ablagerung, welche einen in gleicher Weise wie der krünnstadiale Werdenfelder Talsee gespannten interglazialen See zuschüttete. Die Übertiefung des Tales wäre dann auch hier das Werk einer älteren Vergletscherung, und der durch diese geschaffene Talauslaß am Vestbühel wäre später durch stadiale Endmoränen dieser älteren Vergletscherung wieder verstopft worden; derselbe Vorgang hätte sich während der Würmvergletscherung und durch die Moränen des Krünnstadiums nochmals wiederholt. Die ausgesprochene Rundhöckerung des Vestbühels und die deutliche glaziale Ausgestaltung des Loisachdurchbruches bei Eschenlohe würde hiermit gut übereinstimmen.

3. Das Längstal westlich von Garmisch

Breit und offen erstreckt sich das Loisachtal von Garmisch aufwärts mehrere Kilometer lang. Aber schon von Grainau an tritt ein Wechsel im Wesen des Tales ein: breit zieht es sich einmal gegen den Eibsee hin und schließt sich dann jäh an den Steilabfällen der Zugspitze wie auch der niedrigeren Thörlen; schmaler bleibt es in der ursprünglichen Richtung über Griesen hinaus bis gegen den Plansee hin.

Mitten im übertieften Tale ragt kurz oberhalb der Schmölz am linken Loisachufer die weiße Wand des Herrgottsschrofens unter einer an die 90 m hohen, runden Waldkuppe auf. Diese Wand besteht durchaus aus einer ungemein fest verkitteten, von mehreren tiefen Rissen einheitlich zerklüfteten Nagelfluh, welche nordöstlich von Breitenau ausgebeutet wird. Kristalline Gesteine in der Nagelfluh beweisen zusammen mit der Tatsache, daß sie am Boden des übertieften Tales liegt, daß es sich um eine alte Diluvialablagerung handelt, wie auch bereits von Penck

(64, S. 194) hervorgehoben wurde. Mangelnde Schichtung sowie sehr seltene gekritzte Geschiebe in der Nagelfluh — ein derartiges Handstück befindet sich jetzt in der Münchener Staatssammlung — beweisen, daß es sich auch hier um eine alte Moränenbildung handelt. Die Oberfläche der Nagelfluh ist glazial geschliffen, also war die Moräne schon vor der letzten Vereisung stark verkittet; sie gehört einer älteren Vergletscherung an, ohne daß diese näher bestimmbar wäre. Die Gerölle in der Nagelfluh des Herrgottsschrofens sind überaus stark versintert, daher die Seltenheit gekritzter Geschiebe. Offenbar besteht hier ein Einfluß des gegenüberliegenden Austrittes des Hammerbaches aus dem Wettersteingebirge. Talabwärts, an der Mündung der Durerlahne bei dem Elektrizitätswerk von Garmisch, hört diese Versinterung auf, demzufolge sind hier in der gleichfalls fest verkitteten Moräne gekritzte Geschiebe unschwer zu finden. Hier liegt auf dieser alten Moräne ein leicht verbackener Schotter mit Rollsteinen der Nagelfluh, eingeschaltet zwischen junge Grundmoränenreste am Abhang der Almhüttenterrasse; das Alter dieses Schotters ist nicht mit Sicherheit festzulegen.

Im übrigen zieht sich längs der Loisach eine ganz niedrige Schotterterrasse, welche auf der Karte von Re i s und P f a f f als „Niederterrasse“ bezeichnet ist, in Wirklichkeit aber wohl nacheiszeitliches Alter besitzt. Südlich der eigentlichen Flußau ist das ganze Gebiet zwischen Eibsee und Hammersbach verschüttet durch den gewaltigen Bergsturz, welcher in der Literatur bereits mehrfach gut beschrieben worden ist. Zwischen seinen Trümmern sind auch Reste der ursprünglichen Moränenverkleidung der tieferen Gehängeteile, welche vielleicht mit den Endmoränen von Kainzenbad oder denen von Eschenlohe zusammenhängt, südlich von Grainau am rechten Talhange erhalten geblieben. Jedenfalls sind die Schotter der Loisachau jünger als der Bergsturz, und dieser wieder ist jünger als die Stadialmoränen der Umrahmung des Werdenfelser Beckens.

Inmitten der Bergsturstrümmer liegt der kleine Badersee, ebenso aber auch der nach P f a f f 34,5 m tiefe Eibsee. F e l s (30) hat die von P f a f f gegebene Erklärung übernommen, wonach die Gestaltung dieses Sees, dessen Hohlform zwar mit dem Blockwerk des weit darüber hinausreichenden Bergsturzes ausgekleidet, aber auffallenderweise durchaus nicht von demselben

zugeschüttet worden ist, darauf zurückzuführen sei, daß in dem geschützten Winkel zwischen den Thörln und der hochragenden Zugspitze noch ein Rest von totem Eise lag, als der Bergsturz niederging, welcher dann nach seinem Abschmelzen die eigentliche Hohlform des Eibsees hervorgerufen habe. Diese Erklärung erscheint um so glaubwürdiger, als ja noch nach dem Bühlstadium mindestens ein Gletscherhalt — derjenige des Krünnstadiums — bis ins Werdenfelser Becken und noch darüber hinausreichte. Erst zur Zeit des Gschnitzstadiums hatte sich das zentralalpine Eis bis südlich des Fernpasses zurückgezogen. Nun hat das gschnitzstadiale Ende des Partnachgletschers bei Vordergraseck, wie gezeigt werden konnte (S. 78), noch die oberen Teile der Partnachklamm ausgestaltet; die unteren Teile wurden erst später eingeschnitten, nämlich als der Werdenfelser Talsee abgelaufen war. Demnach bestand also der Werdenfelser Talsee noch zur Zeit des Gschnitzstadiums. Vermutlich liegt also kein langer Zeitraum zwischen Krünnstadium und Gschnitzstadium. Das Krünnstadium liegt vielleicht zeitlich in der Mitte zwischen Bühl- und Gschnitzstadium, doch ist der Gletscherhalt von Kainzenbad schon seiner Höhenlage nach jünger. In den zur Zeit des Krünnstadiums noch vergletscherten Gebieten war demnach zur Zeit des Gschnitzstadiums wohl auch das Pflanzenkleid noch nicht wieder so dicht wie in den schon länger eisfreien Gebieten des Alpenrandes. Hier kam es nun infolge der glazial bedingten Übersteilheit der Gehänge zu den großen Bergstürzen, welche sich gerade in der Umgebung der Zugspitze in besonders großartiger Entfaltung zeigen. Es ist recht wohl denkbar, daß zur Zeit des Gschnitzstadiums in dem toten Winkel des Eibsees abgestorbene Gletscherreste erhalten geblieben waren; viel später kann das aber nicht mehr der Fall gewesen sein. So ergibt sich eine gewisse Wahrscheinlichkeit dafür, daß das Alter des Eibseebergsturzes mit dem Gschnitzstadium ungefähr zusammenfällt.

Die Schwelle östlich unterhalb des Eibsees besteht ganz aus dem groben Blockmaterial des Bergsturzes. Der ursprüngliche Talboden hat sich also gleichmäßig bis zu den Thörln fortgesetzt. Ganz unverständlich bleibt hier sein schroffes Ende an den rund 600 m hohen Steilabfällen der Thörln. Wie hier die präglazialen Verhältnisse lagen und wie sich dieser sonderbare tote Winkel herausgebildet hat, dafür fehlen alle Anhaltspunkte.

Im Bereiche des präglazialen Haupttalbodens liegt zu Füßen

des Kramers eine mit Moränen überdeckte, 870 m hohe Felsterrasse, an welche sich die erwähnte Moränennagelfluh des Herrgottsschrofens anlehnt; weiter nach Osten verschwindet sie unter jungen Schuttmassen. Bis zum Ofenberg bei Griesen steigt dann am linken Loisachufer das Gehänge, von mächtigen Fußhalden umsäumt, steil bis zu den Hochkämmen der im wesentlichen dolomitischen Kramergruppe auf. Rechts der Loisach läuft der Kamm des Miesingberges, welcher das Eibseebecken vom Loisachtal trennt, im Hohen Rain bei Unter-Grainau langgestreckt in 840 bis 860 m aus, bis auf die Höhe vom Schutt des Eibseebergsturzes bedeckt. Endlich mündet das Tal des Hammersbaches mit einer deutlichen, jetzt in den weichen Partnachschiefern breit zerschnittenen Stufe in rund 890 m Höhe.

Das Tal des Hammersbaches bietet aber noch ein weiteres Rätsel, dessen Lösung schwer zu erkennen ist. Zwei Kilometer oberhalb der stufenförmigen Mündung des Tales ins Loisachtal liegt am Rande des Wettersteinkalkes eine zweite Stufe die sich mit senkrechtem Abfall von der Höhe des heutigen Bachbettes (1043 m) fast 200 m hoch zu dem geneigten Boden des Höllentales aufschwingt. Die Aue des Höllentales ist stark aufgeschüttet, so daß nicht festzustellen ist, wie tief die Felsensohle des Angers unter dem jungen Schutt der beiderseitigen Talhänge begraben liegt. Sogar der Beginn der berühmten Klamm, welche jene obere Steilstufe im Hammersbachtale zerschneidet, ist durch einen Bergsturz verschüttet, welcher von dem das Mathaisenkar nördlich begrenzenden Sporn herabgekommen ist und den Hammersbach durch seitliche Verdrängung zu einer ganz jungen Epigenese gezwungen hat. Verlängert man das jetzige Gefälle des aufgeschütteten Höllentalangers von 10 % talabwärts, so kommt man am Ausgang ins Loisachtal immer noch fast 150 m höher als die präglaziale Haupttalsohle. Verbindet man andererseits die letztere bei der Stufenmündung von Hammersbach mit dem Austritt des ursprünglichen, über der Klamm gelegenen Höllentalbodens über die obere Steilstufe (rund 1200 m), so erhält man einen Anstieg von 15 %, welcher an der Höllental-Angerhütte etwa 120 m über den heutigen Talboden hinausführen, aber dann ziemlich genau in die Felsplatte des Höllentalkares auslaufen würde. Letzterer Umstand gibt zu denken: wenn ein solcher, heute nicht mehr vorhandener Steilanstieg den jetzigen Talverlauf am Beginn, in der Mitte und am

Ende schneidet, während die dazwischen liegenden Strecken alle Anzeichen starker glazialer Umgestaltung tragen, dann besteht die Möglichkeit, daß er wirklich die ursprünglichen tatsächlichen Verhältnisse widerspiegelt. Zudem hält sich die Übertiefung im Bereich der Höllental-Angerhütte durchaus in den üblichen Grenzen. Die weichen Partnachsichten am Ausgang des Hammersbachtals waren der Hauptstoßkraft des über die Thörlen und vom Plansee kommenden vereinigten Loisachgletschers ausgesetzt, sie sind bei der durch diesen bewirkten starken seitlichen Unterschneidung der Gehänge abgetragen und weggeräumt worden. Bemerkenswert ist, daß trotzdem gerade der ursprüngliche Talausgang noch einigermaßen erkennbar erhalten blieb. An den harten Felsen des Wettersteinkalkes nahm diese seitliche Unterschneidung schnell ein Ende, hier war der Tätigkeit des Talgletschers Einhalt geboten. Es entstand eine Stufe, über welche wohl zunächst wie meist in solchen Fällen ein prächtiger Wasserfall herabkam. Dann aber entstand innerhalb des eigentlichen Höllentales eine talabwärts geschlossene Felswanne, ein echtes stadiales Zungenbecken, welches heute durch die Aufschüttungsaue des Höllentalangers bezeichnet wird. Tatsächlich verzeichnet die Karte von Re i s und P f a f f über der Klamm in rund 1280 m am linken Talhang einen Rest kalkalpiner Moräne der Eigenvergletscherung des Tales. Nach der Höhe der Schneegrenze, welche ein bis hierher noch reichender kleiner Eigngletscher voraussetzt, handelt es sich in eindeutiger Weise um das Daunstadium. Wieder lag damals eine Gletscherzunge über einem Steilabfall, welcher unter und vor ihr durch die Schmelzwässer zerschnitten wurde. Damals entstand die Klamm, welche demnach jünger ist als die Partnachklamm, was auch der Tatsache entspricht, daß sie bis zum oberen Talboden eng und scharf eingesägt ist und nicht, wie die Partnachklamm, nach oben in ein V-förmiges Tälchen übergeht, ehe sie sich zu dem älteren Talboden weitet. Die Einzelformen der Klamm selber entsprechen durchaus denjenigen der Partnachklamm: die senkrechten, teilweise überhängenden Wände sind zum weitaus größten Teile vollkommen geglättet, und nur die untersten Teile zeigen vom Wasser ausgestrudelte Kolke. Auch dies ist in dem angegebenen Sinne zu deuten, daß nämlich auch die Höllentalklamm ihre Entstehung einer Gletscherendlage auf dem darüber liegenden älteren Talboden verdankt.

Talaufwärts sind erst wieder in der Gegend von Griesen ziemlich sichere Anhaltspunkte für den Verlauf des präglazialen Talbodens zu finden. Entsprechend dem deutlichen und auch auf dem Positionsblatt 878 Eibsee gut hervortretenden Absetzen des linken Loisachgehanges in rund 900 bis 930 m zeigt der nordöstlich von Griesen vollständig vereinzelt aufragende Ofenberg (1163 m), eine Waldkuppe von äußerst verwickeltem Aufbau, breit ausladende Felsgesimse an seiner Südwestecke in 915 m, an der Nordecke in 930 m, an der Südostecke in 920 m. Der Anstieg der präglazialen Talsohle von Garmisch bis Griesen betrug demnach etwa 6 ‰, etwas mehr als in dem unteren Quertale, wo sein Gefällswert mit dem schon von P e n c k (64, S. 194) angegebenen übereinstimmt.

Bei Griesen kommt die Loisach aus der engen, unwegsamen Schlucht des Ehrwalder Passes, welcher als Quertal nach dem Becken von Lermoos südlich hinüberführt. Dieser Teil des Loisachtals hat ausgesprochenen Durchbruchcharakter, steil und ohne Andeutung älterer Talreste steigen die beiderseitigen Talflanken bis zu ansehnlicher Höhe empor. Durch den postglazialen Bergsturz des Fernpasses ist die oberste Loisach, wie schon durch P e n c k (64, S. 293) und W u n d e r l i c h (83) eingehend dargestellt wurde, aus ihrer ursprünglichen Abflußrichtung durch das Gurgltal zum Inn verdrängt und zum Durchbruch nach Norden veranlaßt worden. Mindestens der unterste Teil der Schlucht des Ehrwalder Passes ist also erst ganz junger Entstehung. Das ganze Quertal steht dem Garmischer Längstal als ausgesprochener Fremdkörper gegenüber. Auf seine Entstehung wird anlässlich der Erörterung des Lermooser Beckens zurückkommen sein.

Das Längstal setzt sich dagegen in seiner bisherigen Eigenschaft als Haupttal auch noch weiter nach Westen durch das Tal der Neidernach und zum Plansee fort. Hier sind auch weiterhin Reste des präglazialen Talbodens je und je zu verfolgen.

Der Ofenberg wird im Norden durch eine breite Senke sowohl von der Friedergruppe wie von dem Griesberg getrennt. Diese Senke, die Friederau, ist mit mächtigen, an zentralalpinem Material reichen Moränen erfüllt, welche einen deutlichen Wall mit Steilrand nach Westen bilden und den aus der Elmau von Norden kommenden Schwarzenbach offenbar gezwungen haben, den anstehenden Hauptdolomit östlich des Ofenberges zu zer-

schneiden, während er ursprünglich durch die in unmittelbarer Fortsetzung der Elmau gelegene Senke nach Südwesten zur Neidernach floß. So liegt diese Senke jetzt trocken und wird ganz von der prachtvollen Mure des Friedergries ausgefüllt. Die Moränen sind echte Ufermoränen und gehören nach ihrer Lage zu einem Stadium des Loisachgletschers. Das Friedergries hat, weit nach oben hinaufgreifend, noch den Ausgang der engen Klamm der Friederlaine verschüttet, welche eine etwa 960 m hohe Stufe zerschneidet. Auch die Elmau mündet in 970 m mit einer Stufe in die Friederau, welche vom Wassergraben in prächtigen Fällen überwunden wird. Dagegen ist die Stufe, über welche heute der Schwarzenbach östlich des Ofenberges zur Loisach hinabfließt, nur 880 m hoch, 80 m über dem heutigen Loisachtalboden, ganz augenscheinlich eine glazial stark erniedrigte Schwelle, welche vor der Zuschüttung der Friederau die Wasserscheide zwischen dieser und dem Loisachtal unterhalb des Ofenberges bildete.

Der Talcharakter, den das Tal der Loisach von Grainau an, also oberhalb der Vereinigung mit der breiten Eibseetalung annimmt, setzt sich westlich Griesen gleichmäßig ins Neidernachtal fort. An der Mündung der Neidernach in die Loisach bildet an der südlichen Talseite der Arlesberg in 970 m eine breite Felsterrasse zu Füßen des Schoberberges, und es ist offensichtlich, daß er über die heutige Felsenge, durch welche die Neidernach aus ihrem weiter oberhalb in stattlicher Breite aufgeschütteten, weiten Tale zur Loisach durchbricht, ursprünglich mit dem südwestlichen Vorsprung des Ofenberges zusammenhing. Hier bildet also der präglaziale Talboden eine Fläche von fast 2 km Breite. Dies steht in offenbarem Widerspruch mit den Verhältnissen im Loisachtale ober- und unterhalb von Griesen: talaufwärts verengert es sich rasch zum Paß Ehrwald, talabwärts bleibt zwischen den Steilhängen des Ofenberges zur Linken und des Miesingberges zur Rechten neben dem Flusse kaum Platz für Straße und Bahn. Dagegen findet sich bereits an der Südostecke des Ofenberges der schon erwähnte, 920 m hohe, breite Vorsprung, und von nun an ist auch das Loisachtal wesentlich breiter. Ferner ist die Senke der Friederau im Norden des Ofenberges an ihrer schmalsten Stelle $\frac{1}{2}$ km, das Loisachtal bei Griesen aber kaum 300 m, „bei der Kloa“ oberhalb der Schwarzenbachmündung sogar höchstens 50 m breit. Dies alles

deutet darauf hin, daß in präglazialer Zeit das Haupttal im Norden des Ofenberges durch die Friederau verlief, in unmittelbarer Fortsetzung des eigentlichen Neidernachtales. Auch hier wird man wieder an glaziale Wirkungen zu denken haben, welche wohl gelegentlich einer Verbauung des ursprünglichen Haupttales zur Entstehung des Talstückes im Süden des Ofenberges führten; doch ist dieses Talstück in bezeichnender Weise glazial überarbeitet und ausgestaltet worden, also mindestens nicht erst stadialer oder postglazialer Entstehung. — Damit ergibt sich, daß die breite Felsleiste am Arlesberg gewissermaßen ein Längsgesimse des präglazialen Tales darstellt, womit ihre Breite nichts Ungewöhnliches mehr an sich hat.

Talaufwärts verschmälert sich der Talboden des Neidernachtales rasch und bildet an der Mündung der Kellerlaine eine heute zerschnittene, etwa 30 m hohe Stufe im anstehenden Hauptdolomit. Dagegen treten in mäßiger Höhe die Gehänge weit auseinander und wahren dem Tal den Haupttalcharakter. Offenbar hat aber hier auch seitliche glaziale Unterscheidung mitgewirkt, wenigstens liegen die Mündungen mancher Seitenbäche mit Stufen in 1000 bis 1100 m (z. B. Schell- und Stierlaine) erheblich höher, als der präglazialen Haupttalsole entsprechen würde. Mächtige Schutthalden, zwischen welchen mitunter frisches, stellenweise auch offenbar umgelagertes Moränenmaterial vorkommt, verhüllen die überwiegend dolomitischen Gehänge in weitgehendem Maße, so daß es kaum möglich ist, die Höhe einer unter dem Schutt, besonders am rechten Hang offensichtlich auf weite Erstreckung vorhandenen, schmalen Felsleiste zahlenmäßig genauer zu verfolgen; diese Leiste dürfte indessen wieder ein Rest des präglazialen Talbodens sein. „Bei den drei Wassern“ ist der Fluß klammartig in eine 40 m hohe Dolomitstufe eingeschnitten, welcher ein Sporn zwischen dem Zusammenfluß von Neuweidbach und Neidernach entspricht (rund 940 m Höhe), beides vielleicht Reste einer ursprünglichen, glazial überarbeiteten Querstufe. Jener letzterwähnte Sporn schwingt sich westlich des Neuweidbaches am südlichen Talhang rasch zu einer breiten Felsterrasse empor, deren rund 1040 m hohe Oberfläche mit stark verwaschenem Diluvium in Vermischung mit jüngerem Schutt bedeckt ist. Solches verwaschene Diluvium mit kristallinem Material und einzelnen gekritzten Geschieben bedeckt auch den Nordabfall dieser hohen Felsterrasse, doch kommt dazwischen

an der von Griesen zum Plansee führenden Straße das Anstehende bis über 1000 m hinauf zum Vorschein. Offenbar liegt hier wieder ein Rest der präglazialen Talsohle vor, welche demnach von der Neuweidbachmündung bis Griesen ein Gefälle von rund 11‰ gehabt hat. Deutlich ist die Steigerung des Gefällswertes hier, wo man sich dem Einzugsgebiet des Tales nähert.

Nördlich dieses Spornes und etwas tiefer liegt die Wasserscheide zwischen Plansee und Neidernach auf der von Penck (58), Ampferer (14), Fels (29) und neuerdings auch durch Müller (56) untersuchten Diluvialschwelle. Fels hat gezeigt, daß diese Schwelle, welche früher als von stadialen Schottern aufgebaut gegolten hatte, als einheitliche Grundmoränenablagerung auf einem Felssockel aufruht. Ein Quellhorizont in etwa 950 m bezeichnet in höchst auffälliger Weise eine Grenze innerhalb der Moränenablagerung dieser Schwelle: die darüber gelegenen Teile sind stark durchgewaschen und mehrfach schotterartig geschichtet, verhältnismäßig ärmer an gekritzten Geschieben, schüttig und nahe der Oberfläche stark mit jungem Schutt vermengt, während die unter den Quellen hervortretende Ablagerung dagegen als echte, fettig-zähe, mergelige Grundmoräne mit massenhaften, prachtvoll gekritzten Geschieben zu gelten hat. Die Sohle des Plansees liegt in 900 m, 20 m höher erscheint unter der Diluvialschwelle am Schellbach anstehender Hauptdolomit, woraus schon Fels geschlossen hat, daß der Plansee eine Felswanne mit überhöhender Moränenstauung sei. Der Quellhorizont innerhalb der Moränenablagerungen der Schwelle deutet die Höhe des Felssockels an, welchem die Moräne aufsitzt; hier tritt das Grundwasser aus, welches die höheren Teile der Moräne durchgewaschen hat. Es kann nicht zweifelhaft sein, daß dieses Grundwasser wenigstens zum großen Teile dem Plansee entstammt und einen unterirdischen Abfluß desselben darstellt. — Verbindet man die durch die Quellen bezeichnete Höhe des Felssockels der Planseeschwelle mit dem Sporn an der Neuweidbachmündung und dem Boden über der Klamm „Bei den drei Wassern“ und weiter mit der niedrigen Stufenmündung des Schwarzenbaches östlich des Ofenberges, so erhält man ein gleichmäßiges Gefälle von rund 10‰. Es liegt hier eine einheitliche, jetzt zerschnittene Sohle vor, welche fast 100 m unter den präglazialen Talboden eingesenkt ist. In diese Sohle sind wannenförmig zwei Felsbecken eingesenkt: das Planseebecken im Westen

und das Neidernachtal unterhalb der Enge „Bei den drei Wassern“ im Osten. Beide können nicht gleichzeitig entstanden sein, denn die Moränen am Ostende des Planseebeckens greifen über den Felssockel der Schwelle hinab in die enge Schlucht des von Norden kommenden Schellbaches, deren glaziale Ausgestaltung weit hinter derjenigen des Neidernach- wie des Planseebeckens zurückbleibt. Es ist kein Beweis dafür vorhanden, daß, wie *Ampferer* (a. a. O., s. o.) und neuerdings auch *Müller* (a. a. O., s. o.) meint, die Planseeschwelle nur noch ein spärlicher Überrest einer ursprünglich viel ausgedehnteren Moränenverbauung ist. Die Lage dieser Moränen am Ostende des zum überwiegenden Teile noch ganz schutfreien Felsbeckens des Plansees gibt sie vielmehr in eindeutiger Weise als stadiale Endmoränen zu erkennen, deren Form wohl nur deshalb so schlecht hervortritt, weil sie eben in ihren obersten Teilen bereits stark durchgewaschen sind. Sie gehören zu einem von Westen vordringenden Gletscherarme; der zugehörige Haupttalgletscher muß durch das Hinterthorental noch beträchtlich weiter nach Norden, mindestens bis zum Lechtalausgang gereicht haben, worauf noch des Näheren einzugehen sein wird; hier handelt es sich nur um die Feststellung, daß nach Lage der Verhältnisse die Planseeschwelle als Stirnmoräne dem Bühlstadium eines von Westen kommenden Gletschers angehören muß. Das übertiefte Becken des Neidernachtales beginnt unterhalb der Vereinigung der zur Eigenvergletscherung des Gebietes gehörenden Eisströme des Schellbach- und Neuweidbachtals, welche offenbar zur Zeit des Bühlstadiums nach Osten zum Loisachgletscher abflossen, da sie unterhalb der Schneegrenze wohl im wesentlichen von dem bestehenden Talgefälle abhängig waren. Das Neidernachbecken selber ist aber wohl hocheiszeitlicher Entstehung, als der von Westen durchs Planseetal strömende Gletscher nach beträchtlicher Eisabgabe durch das Erzbachtal nach Norden zum Ammerwald nun neuerdings durch das Eis der Eigenvergletscherung erheblich verstärkt wurde. Die geringe Talweitung zwischen der Planseeschwelle und der Klamm „Bei den drei Wassern“ kann der Stauung des von Norden kommenden und hier in das Längstal einbiegenden Schellbachgletschers zur Zeit des Bühlstadiums zugeschrieben werden.

Der von der Schwarzenbachmündung bis zum Felssockel der

Planseeschwelle nachweisbare ältere Talboden, dessen Entstehung nach seiner Lage unter dem präglazialen Talboden in das Eiszeitalter fällt, bildet ein seltenes Beispiel interglazialer Talbildung. Es liegt nahe, ihn mit der niedrigen Felsterrasse in 780 m in der Umgebung von Garmisch in Beziehung zu bringen, welche in entsprechender Höhe unter der präglazialen Talsohle liegt und sich ebenfalls durch ein gleichmäßiges Gefälle von rund 10 ‰ mit der Stufe der Schwarzenbachmündung verbinden läßt. Verlängert man dieses Gefälle durch das untere Loisachquertal, so würde sich diese Einheit etwa bei Eschenlohe mit der heutigen Aufschüttungsaue des Loisachtales schneiden; dem steht aber die Tatsache gegenüber, daß sich zugehörige Bildungen ohne jedes Gefälle noch bis Farchant verfolgen lassen, dann aber vollkommen verschwinden. Andererseits liegt die alte Moränen-nägfelh des Herrgottsschrofens unter diesem Boden, welcher demnach mindestens der vorletzten Interglazialzeit angehört. Es ist noch nicht möglich, mit Sicherheit weitergehende Erklärungen abzugeben. Sollte der niedere Sporn des Vestbühels hierher gehören und damit auf ein Gefälle dieses interglazialen Talbodens aus der Gegend von Garmisch bis Eschenlohe um etwa 5 ‰ schließen lassen? Bei solchem Gefälle würde dieser Talboden sich gleichmäßig in die durch Molasse gebildete Sohle der diluvialen Aufschüttungen bei Murnau fortsetzen!

Heute bildet die niedrige Planseeschwelle die Wasserscheide zwischen Loisach und Lech. Dafür, daß auch jener interglaziale Talboden hier eine Wasserscheide bildete, liegt kein Anhaltspunkt vor, ja es ist sogar nicht wahrscheinlich, da er gleichmäßig ansteigt und keine Gefällssteigerung aufweist, wie sie in der Nähe der Wasserscheide jedes Quellgebiet kennzeichnet. Der präglaziale Talboden liegt höher als die Planseeschwelle, um so mehr muß auch er noch über dieselbe hinaus gereicht haben.

Der Plansee selber ist heute von der Diluvialschwelle, welche ihn ursprünglich im Osten gestaut hat, durch eine gewaltige, vom Faselkopf im Süden ausgehende Mure 1,3 km weit verdrängt worden. Wilde Schluchten und riesige Schutthalden weisen besonders an der Spießwand am Südufer des Sees auf eine außerordentlich starke Wirkung der glazialen Unterschneidung der Gehänge, welche überall beiderseits mehrere 100 m hoch hinaufreicht und Müller (a. a. O. S. 88) zu dem Trugschluß veranlaßt hat, daß „vierhundert Meter über dem Seespiegel am

Tauern- und Zwieselberge am Nordwestufer des Sees stark geneigte Trogschultern“ liegen. Zwischen diesen stark unterschrittenen Hängen verengt sich das Tal rasch: auf kaum $\frac{1}{2}$ km ist der Seespiegel etwa 700 m östlich des Kaiserbrunnens eingeschnürt. Hier kann also nicht die obere Fortsetzung des breiten präglazialen Talbodens zu suchen sein. Dazu kommt, daß schon der Spießbach und in noch viel ausgeprägterem Maße der Pitznbach eine Talrichtung zeigen, welche zu derjenigen des Neidernachtales rückläufig ist und sich in eindeutiger Weise gegen das Hinterthorental öffnet. Dort, wo heute die Spießwand und ihre gewaltigen Trümmerhalden ein so beredtes Zeugnis für eine hier besonders stark entwickelte glaziale Umgestaltung der ursprünglichen Formen ablegen, muß in präglazialer Zeit eine Wasserscheide gelegen haben; ihre Höhe wird wie auch die Entwicklung des eigentlichen Plansees im Zusammenhang mit der Besprechung des Hinterthorentales zu erörtern sein.

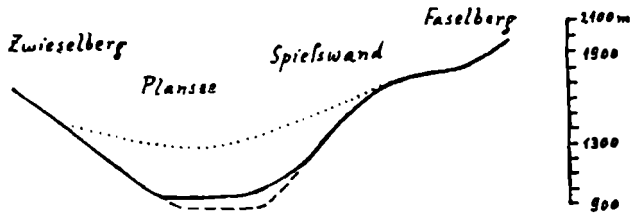


Fig. 7. Querschnitt durch das Planseetal.
Maßstab der Länge und Höhe = 1 : 50000.

Punktiert: Präglaziale Oberfläche; gestrichelt: Wanne des Seetroges.

Das Längstalbecken des Plansees vereinigt sich an dessen östlichem Ende mit einem kurzen Quertalbecken, welches etwa 1 km weit nach Norden reicht. Hier stößt es an den 600 m hohen Steilhängen der Thorsäulen ab, durch welche der Erzbach in enger Schlucht von Norden her durchbricht. Auch das Erzbachtal kommt demnach nicht als obere Fortsetzung des präglazialen Neidernach-Loisachtales in Frage.

Zwischen dem heutigen Plansee und den Thorsäulen mündet auf der Westflanke des kurzen Quertalbeckens ein breites, tief eingeschnittenes Tal, dessen bei den Anrainern übliche Bezeichnung als Thorsäulenbachtal auf der Karte fehlt; es besitzt eine ausgezeichnete Stufenmündung in etwa 1110 m, doch ist diese Stufenmündung doppelseitig von zwei kurzen Tälchen zerschnit-

ten, welche in 1020 bis 1030 m Höhe rund 50 m hoch über dem Planseetal mit kurzem Steilabfall münden. Das Tal des Thorsäulenbaches ist vollkommen wasserlos und von beiden Seiten in gewaltigem Maße durch Schutthalden eingedeckt; nie wird hier der zur Zeit der Schneeschmelze in der Talsohle angesammelte Schutt ganz fortgeführt, er hat die Bäume der Talsohle bis hoch über die Wurzeln ertränkt und ist selber am Talausgang vollkommen begrünt, als Beweis, daß selbst zur Zeit der Schneeschmelze das Wasser des Baches im eigenen Schutt so vollständig versinkt, daß es nie bis ins Haupttal hinausgelangt. Nach 2 km Erstreckung endet dieses Tal bei einem jetzt entfernten Bildstock „Zum blauen Jäger“ mit einer 1207 m hohen Talwasserscheide, welche an der anderen Seite ziemlich schroff zum Tale des zum Lech entwässernden Zwieselbaches abfällt. Gerade hier biegt der Zwieselbach spitzwinkelig aus dem zum Zundernkopf am Säuling hinaufführenden oberen Teile seines Tales nach Westen zum Lech ab. Geht man von der Paßhöhe des Thorsäulenbachtals am „Blauen Jäger“ auf dem zum Säuling führenden Wege weiter, so ist man überrascht, bei der Pertlhütte den Oberlauf des Zwieselbaches als unmittelbare Fortsetzung des Thorsäulenbachtals in nordwestlicher Richtung zu erkennen; deutlich gibt die scharf eingerissene, tiefe Schlucht des heutigen Zwieselbaches diesen als Räuber zu erkennen, welcher infolge der Übertiefung des unteren Lechtals bei Reutte sich scharf einschnitt und dabei das Thorsäulenbachtal durch Anzapfung seines Oberlaufes beraubte. Die ausgesprochen V-förmige Gestalt der jetzigen Zwieselbachschlucht läßt erkennen, daß dieses Einschneiden infolge der Lechtalübertiefung und im Zusammenhang damit die Köpfung des Thorsäulenbachtals erst nach dem Schwinden des Eises in postglazialer Zeit erfolgt ist; beides kann sogar erst jünger sein als der Abfluß des postglazialen Lechtalsees bei Reutte, welcher noch eingehend zu besprechen sein wird, höchstens also gschnitzstadial.

Sicher ist auch die heute stark verschüttete Paßhöhe am „Blauen Jäger“ glazial ausgestaltet, darauf weist schon der ausgesprochen „kasten“förmige Querschnitt des Thorsäulenbachtals hin, welches im Zuge eines zur Hocheiszeit recht ansehnlichen Eisstromes der Eigenvergletscherung der Säulinggruppe lag. Von der Planseeschwelle bis zu den Thorsäulen ergibt sich für den präglazialen Talboden ein Anstieg von etwa 30 ‰, welcher in seiner Verlängerung etwa 40 m tiefer als der heutige Paß am

„Blauen Jäger“ über die jetzige Wasserscheide geht; damit ergibt sich auch ein Mindestmaß für die ganz ungewöhnliche Zuschüttung des Thorsäulenbachtals mit jungem Schutt der beiderseitigen Gehänge. Dem angegebenen Gefälle entsprechend findet man im oberen Zwieselbachtale über der jetzigen, schwer zugänglichen Schlucht eine allmählich taleinwärts ansteigende Gehängeleiste, welche nach oben undeutlich wird und in die glazial geweitete Quellmulde in der Umgebung der Bächalpe übergeht. Hier bildet der äußerst widerständige schmale Wettersteinkalkzug zwischen Zundernkopf und Schlagstein die 1350 m hohe Wasserscheide, welche zweifellos auch in präglazialer Zeit hier lag. Sie setzt im innersten Quellgebiet des präglazialen Tales eine letzte Gefällssteigerung auf nahezu 70 ‰ voraus, so daß damit die präglaziale Gefällskurve in vorzüglicher Normalentwicklung bis in das innerste Einzugsgebiet verfolgt ist. Am Zundernkopf beim Säuling lag der präglaziale Beginn des ins heutige Loisachtal sich fortsetzenden Hauptflusses. Dessen Tal hatte bis Griesen eine um fast die Hälfte größere Länge als das heutige Loisachtal oberhalb Griesen, und wenn in Betracht gezogen wird, daß bis zum Niederbruch des Fernpaßbergsturzes im Ehrwalder Passe die Wasserscheide lag, dann erscheint das Loisachtalstück oberhalb von Griesen in noch höherem Maße nur als ganz unbedeutendes Nebental zu jenem ursprünglichen Haupttale, welches durch verschiedene Wechselwirkungen diluvialer fluviatiler und glazialer Eingriffe seines hydrographischen Übergewichtes verlustig ging und in mehrere, jetzt nach getrennter Richtung entwässernde Talstücke zerlegt wurde.

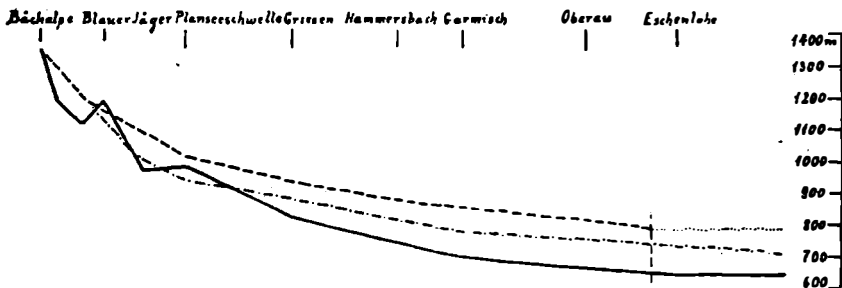


Fig. 8. Längsschnitt im Zuge des präglazialen Loisach-Haupttales.

Maßstab der Länge 1:400000, der Höhe 1:20000.

Gestrichelt: Präglaziale Talsohle; punktiert: tektonisch gestörter Verlauf der präglazialen Talsohle; strichpunktiert: interglazialer Talboden.

Die in die ursprüngliche Stufenmündung des Thorsäulenbachtals eingeschnittenen kurzen Talausgänge, welche immer noch mit wenn auch niedrigen Stufen in das Quertalbecken des östlichen Planseeendes einmünden, lassen sich mit etwa 20 ‰ Gefälle mit dem interglazialen Talboden des Neidernachtals verbinden. Weiter taleinwärts ist dieser aber nicht mehr festzustellen. Bei der geringen Entwicklung dieser Talausgänge erhält man den Eindruck, daß dem Thorsäulenbachtal zur Zeit jenes interglazialen Talbodens schon nicht mehr die Bedeutung des Haupttals zukam, daß hier vielmehr mitten im Tale die Eintiefung des interglazialen Talbodens unter den präglazialen einsetzte. Die Eigenvergletscherung der Säulinggruppe trat in ihrer Umgestaltung der Formenwelt zurück hinter dem mit zentralalpinem Eise gespeisten Gletscher, welchem das eigentliche Planseelängstal seine Ausgestaltung verdankt. So war offenbar in jener älteren Interglazialzeit, welcher der tiefere Talboden des Neidernachtals angehört, das Planseetal bereits als durchgehendes Längstal ausgebildet, die Wasserscheide östlich des Kaiserbrunnens war gefallen, und die Fortsetzung des interglazialen Neidernachtalbodens muß nach Westen durch das Planseetal gesucht werden. Bei dessen Besprechung wird hierauf zurückzukommen sein.

4. Das Längstal der Ammer und seine Umgebung

Durch zwei niedrige Talwasserscheiden, diejenige von Ammerwald wie diejenige von Ettal, steht das Längstal der oberen Ammer mit den eben beschriebenen Gebieten in so enger wechselseitiger Beziehung, daß seine Besprechung sich zweckmäßig gleich hier anschließt.

Das Tal des Erzbaches führt als echtes Quertal vom Plansee nördlich zu dem breiten Längstalg von Ammerwald, wo die Wasserscheide noch 3 km weiter östlich in der in der Einleitung bereits erwähnten Weise (S. 16) durch die Trümmer eines Bergsturzes gebildet wird. Das Erzbachtal entwässert demnach von Norden nach Süden, aber seine orographische Entwicklung verläuft entgegengesetzt, indem es nämlich bei Ammerwald mit einer fast $\frac{1}{2}$ km breiten Talsohle beginnt und sich nach Süden mehr und mehr zu einer engen Schlucht verengert, um schließlich durch einen klammartigen Auslaß bei den Thorsäulen in das

Quertalbecken des östlichen Plansees hinauszutreten. Hier an den Thorsäulen ist das Tal geschlossen; neben dem Bach ist die Straße mühevoll in die schroff bis über 1500 m hinanstrebenden Dolomithänge hineingesprengt. Die untersten 30 m der Thorsäulenschlucht tragen das Wesen einer echten Klamm, welche freilich in ihren tieferen Teilen heute im Geröll des gewaltigen, vom Erzbach in den Plansee hineingebauten Schuttkegels ertrunken ist, welchem die Verlandung des ganzen Quertalbeckens südlich der Thorsäulen zu verdanken ist. Oberhalb der Klamm kleben an den Hängen kalkalpine Moränenreste mit gut gekritzten Geschieben und starker Beimischung jungen Gehängeschuttes. Von den Seitenbächen des Erzbaches kommt der Bach des Teufelstales aus einer wilden Dolomitschlucht, deren Geschröf erst in 1420 m ruhigeren Formen weicht; dagegen bildet das gegenüberliegende Tälchen eine viel tiefere Stufe in etwa 1240 m, über welche der Kuckerbach mit prächtigen Fällen herabstürzt. Steht man vor dem Ausgang des Teufelstales, so erkennt man, daß dieses in entschiedener Weise nach Süden gegen den Plansee geöffnet ist. Die ganze Art der Talentwicklung weist darauf hin, daß hier keine ursprünglichen Verhältnisse mehr herrschen, sondern daß an den Thorsäulen eine ursprünglich vorhandene Wasserscheide im Laufe des Eiszeitalters gefällt und daher die Entwässerung umgekehrt worden ist. Die Übertiefung des Planseetales gab diesem ein Übergewicht über das nicht so stark eingetieft Ammerlängstal, es konnte sich daher auf Kosten des letzteren ausbreiten. Dabei steigen die beiderseitigen Talhänge so schroff zur Kammhöhe auf, welche hier in Gestalt breiter, die eigentlichen Hochkämme unterbrechender Karsthochflächen am Altenberg und Zwergenberg in 1500 bis 1600 m Höhe ausgebildet ist, daß sich der Eindruck aufdrängt, diese beiderseitigen Hochflächen hätten noch in präglazialer Zeit ein zusammenhängendes Ganzes gebildet und als solches die ursprüngliche Wasserscheide dargestellt. Diese Hochflächen sind Zeugen älterer talgeschichtlicher Entwicklungen, welche weit hinter der eigentlichen Präglazialzeit zurückliegen. Von erhöhtem Standpunkte aus kann man erkennen, daß sie ursprünglich den ganzen Zwischenraum zwischen den Geierköpfen und dem Blattberg eingenommen haben: zwischen Zwergenberg und Faselkopf ist jetzt der Trog des Plansees in sie hineingeschnitten, so daß sie über der stark unterschrittenen Spießwand nur noch als schmaler

Kamm erhalten geblieben sind, und zwischen Faselberg und Mittelberg ist das Tal des Neuweidbaches in sie eingesenkt. Aber nirgends treten sie auch heute noch so nahe zusammen wie zu beiden Seiten des engen Erzbachtales.

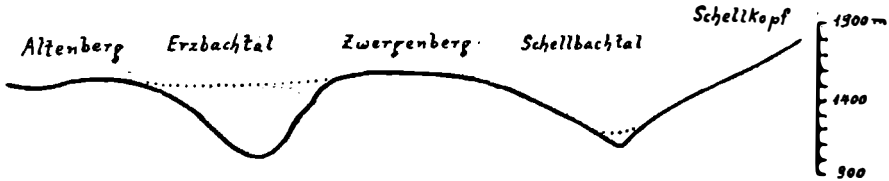


Fig. 9. Querschnitt durch die Umgebung des Thorsäulen-Durchbruches.
Maßstab der Länge und Höhe = 1 : 50000.
Punktiert: Präglaziale Oberfläche.

Es kann keine Rede davon sein, daß die ursprüngliche Wasserscheide an den Thorsäulen etwa ausschließlich durch das Eis des hier durchziehenden Talgletschers „niedergeschliffen“ worden ist. Dann müßte hier ein breiter Trog durchziehen, wie dies im Leutaschtal geschildert worden ist. Aber das Erzbachtal bietet noch heute das Bild einer scharf eingeschnittenen schmalen Schlucht, welche unter geringer glazialer Ausgestaltung noch heute ihre ursprüngliche fluviale Entstehung verrät. Zur Zeit des Bühlstadiums, als der vom Hinterthorental kommende Gletscherarm an der heutigen Planseeschwelle endete, kam durchs Erzbachtal ein kleiner Gletscher von der Hochplatte herab und endete vor der Klamm der Thorsäulen, wo er die erwähnten kalkalpinen Moränen hinterließ und das Tal in geringem Maße als Zungenbecken vor der Klamm weitete; sein Ende in rund 1000 m setzt bei der Höhe seines Einzugsgebietes eine Schneegrenze von etwa 1400 bis 1500 m voraus, was gut zu der Annahme des Bühlstadiums paßt.

Dieses bühlstadiale Zungenbecken ist in einen 1020 m hohen Felsboden eingesenkt; so hoch reichen die Wände der Klamm an den Thorsäulen. Ferner liegt die Stufenmündung des Kuckerbaches mit 1240 m tief unter der ursprünglichen Hochfläche des Altenberges. Verbindet man den Boden oberhalb der Thorsäulenklamm mit dem interglazialen Talboden an der Planseeschwelle, so erhält man wieder ein Gefälle von 20 ‰, womit wieder das Alter jenes Bodens als eines hierher gehörigen Teiles erwiesen ist. Der Anstieg von hier zur Kuckerbachmündung ist dann sehr steil — 14 ‰ —, muß aber damit verglichen werden, daß zu der

Zeit, als bei den Thorsäulen noch die einheitliche Hochfläche die Wasserscheide bildete, deren Abfall zu dem präglazialen Thorsäulenbach-Neidernachtal auch mindesents 40 % betrug. Die tiefgelegene Stufenmündung des Kuckerbaches gewährt so einen Anhaltspunkt für die zeitliche Entwicklung des Vorganges, welcher im Laufe des Eiszeitalters die Niederlegung der Wasserscheide an den Thorsäulen zur Folge hatte.

Bei Ammerwald beginnt das Längstal der Ammer gleich in der stattlichen Breite von fast 1 km. Das ist schon ein Beweis dafür, daß an dieser Stelle nicht das ursprüngliche Quellgebiet dieses nach Osten geöffneten Tales vorliegt. Tatsächlich ist gleich in der unmittelbaren Umgebung von Ammerwald eine ausgezeichnet entwickelte Stufenmündung am linken (nördlichen, hier zum westlichen werdenden) Talhänge zu beobachten, über welche der Schäferblassengraben und seine Zuflüsse teils in hübschen Wasserfällen, teils in enger Schlucht herabkommen: diese Stufe liegt in rund 1420 m, und über sie führt der Schützensteig in vielen Windungen hinauf zu dem stark gerundhöckerten, niedrigen Passe des Ochsenängerle (1435 m) und weiter in das oberste Pöllattal. Diese Stufenmündung überhöht den heutigen Talboden bei Ammerwald um 340 m und die heutige Wasserscheide an der Hundinghütte ebenfalls um 300 m. Gerade im Bereiche der heutigen Wasserscheide mündet von Norden der Fischbach mit einer rund 1200 m hohen Stufe, welche heute von einer tiefen Schlucht zerschnitten ist. Vom Ochsenängerle bis zur Hundinghütte hat sich also der durch die Stufenmündungen der Seitentäler ermittelte präglaziale Talboden um rund 60 ‰ gesenkt, wie dies in den Quellgebieten durchaus gewöhnlich ist, und zwar über die heutige Wasserscheide hinweg nach Osten. Zu einer präglazialen Wasserscheide an den Thorsäulen ergibt sich ein weiterer Anstieg von Ammerwald an um denselben Wert von etwa 60 ‰.

Talabwärts im Ammertal östlich der Hundinghütte wird das Tal noch breiter, die seitliche Unterschneidung der Gehänge stärker, gewaltige Fußhalden umsäumen die Steilabstürze der Geierköpfe, Kreuzspitze und des Kuchelberges. Noch 3 km unterhalb der Hundinghütte bricht der Scheinberggraben von links in 1200 m steil zum Haupttale ab. Viel deutlicher ist ein breiter, fast ebener Felssporn zu beiden Seiten der Felsenge „Bei den drei Brunnlein“ in rund 1050 m als Ausläufer einer an den

Hundsfellmösern weit vorspringenden, flachgeböschten Nase; als Rest des präglazialen Talbodens betrachtet, ergibt er für diesen ein Gefälle unterhalb der Hundinghütte bis zum Lindergries von gegen 40 ‰.

Ehe der präglaziale Talboden weiter talauswärts verfolgt wird, ist es zweckmäßig, das Bild des in ihn eingesenkten heutigen Tales noch zu vervollständigen. Bei Ammerwald und bis zur Hundinghütte ist der Talboden erfüllt von ungeheuren Blockmassen gewaltiger, von den Geierköpfen herniedergegangener Bergstürze. Diese ordnen sich gegen die Hundinghütte in auffallender moränenartiger Weise zu einem nach Westen offenen Walle an, welcher hoch aufragt und die heutige Wasserscheide bildet. Der Bergsturz ist postglazial, er besteht fast ausschließlich aus ödem Dolomitgrus mit ganz vereinzelt gekritzten Kalkgeschieben, welche vermutlich vom Gehänge herabgekommen sind. In diesem Blockwerk versitzen die spärlichen Gewässer der beiderseitigen Talflanken, doch ist eine ausgesprochene Westabdachung zum Erzbachtal vorhanden. Die Wasserscheide liegt unmittelbar am Ostrande dieser Trümmerlandschaft, der Fischbach wie der gegenüber einmündende Neualpbach fließen bereits nach Osten ab. Hier liegt der Bergsturz auch auf einem hochgelegenen Schuttkegel des Fischbaches, welcher jetzt von diesem bis auf seine Unterlage an 30 m tief zerschnitten ist und sich deutlich nach Südwesten hin abdacht. Ampferer (14) hat das Profil des Fischbachtals beschrieben, wo unter dem schlecht abgerollten Schutt dieses Fischbachschuttkegels echte, grauweiße, sehr schlammige Grundmoräne mit gelegentlichen kristallinen und massenhaften schön gekritzten Kalkgeschieben in etwa 10 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Er hat das Profil mit demjenigen der Planseeschwelle gleichgestellt und auch hier daraus eine allgemeine interglaziale Talzuschüttung abzuleiten versucht, dabei aber übersehen, daß es sich im Fischbachtal keineswegs um einen interglazialen Schotter handelt, sondern um einen sicher postglazialen Schuttkegel, dessen Liegendmoräne daher wahrscheinlich gleichfalls der letzten Eiszeit angehört.

Östlich der Hundinghütte sind beide Hänge des Ammertales mit rein kalkalpinen Moränenresten in den unteren Lagen überstreut. Immer wieder kann man zwischen dem reichlichen Dolomitschutt am Fuße der stark unterschnittenen Talflanken gekritztes Material auflesen, bisweilen tritt die Moräne auch deut-

lich in den Flußanrissen unter den seitlichen Schuttkegeln und Fußhalden hervor. Deutlich steht das ganze Tal im Zeichen weitgehender Zuschüttung, trotzdem der Abfluß dauernd und kräftig ist. Ein vom Gamsangerl herabziehender, besonders mächtiger Schuttkegel hat den Fluß „in der Enge“ ganz auf die linke Talseite gedrängt, wo er jetzt epigenetisch den anstehenden Plattenkalk in hübscher Schlucht zerschneidet.

„Bei den drei Brännlein“ biegt der Fluß scharf nach Norden um und durchfließt den schon erwähnten Restsporn des präglazialen Talbodens in schmaler Felsenge. Bei näherer Untersuchung zeigt sich, daß auch hier eine Epigenese vorliegt. In unmittelbarer Verlängerung der bisherigen Talrichtung besteht der rechte Talhang in seiner ganzen Höhe hier aus Moräne mit gekritzten und auch vereinzelt kristallinen Geschieben, hier ist ein ursprüngliches Talstück ganz verstopft worden. Zum Verständnis dieser Erscheinung liefert die Umgebung von Linderhof einige weitere wichtige Beiträge.

Unmittelbar nördlich der Enge „Bei den drei Brännlein“ mündet von links das Sägetal in das Haupttal der Ammer ein. v. Klebelsberg (48) hat von seinem Ausgang unzweifelhaft Verbauungserscheinungen beschrieben: mächtige, teilweise geschichtete und Deltabildungen aufweisende Moränen am Talaustritt, dahinter eine aufgeschüttete Talauflage. Er war aber schon zweifelhaft, ob es sich bei der tiefen Lage der Moräne in rund 1100 m um hocheiszeitliche oder stadiale Bildungen handele, zumal er anderweitig die hocheiszeitliche Eishöhe im Haupttal in dieser Gegend zu etwa 1500 m ermittelte. Seine Bedenken sind berechtigt, denn in Ergänzung seiner Beobachtungen ist festzustellen, daß ortsfremde kalkalpine Moränenreste im Sägetal noch erheblich weiter taleinwärts, bis über die Weitung der Aufschüttungsaue am „Stall“ hinaus am Gehänge bis etwa 1200 m Höhe hinaufreichen, so daß also hier das hocheiszeitliche Gletscherende des hier rückläufig eingestülpten Astes zu suchen ist und die von v. Klebelsberg geschilderte Verbauung dem Bühlstadium angehört.

Nur wenig weiter östlich mündet von Süden das breite Quertal der Elmau in das Linder Gries ein. Hier strömte schon zur Hocheiszeit ein mächtiger Seitenast des Loisachgletschers nach Norden durch. Zur Zeit des Bühlstadiums, als der Loisachglet-

scher noch weit ins Alpenvorland hinausreichte, ist auch durch die Elmau noch ein Ast vorgedrungen, welcher gerade an seinem Ausgang aus dem Tale des Kuchelbaches eine nicht unerhebliche Verstärkung erfuhr. So kam dieser Ast noch bis in das Ammerlängstal. Andererseits ist festgestellt worden, daß durch das Planseetal das Eis nur noch bis zur Planseeschwelle vordrang, während das Erzbachtal von einem nordsüdlich strömenden kalkalpinen Eigengletscher erfüllt war. Es kann nach Lage der Verhältnisse bei der für das Bühlstadium anzunehmenden Schneegrenzhöhe nicht zweifelhaft sein, daß auch im Längstal östlich von Ammerwald solche örtliche Gletscher entwickelt waren und das Tal erfüllten; die rein kalkalpinen Moränenreste, welche aus diesem Talabschnitte beschrieben wurden, bestätigen diese Auffassung. „Bei den drei Brünnelein“ schließt sich das Tal nun vollkommen in der Weise, daß seine ursprüngliche Fortsetzung durch Moränen mit geringer zentralalpiner Beimischung verstopft ist; entsprechende Talverbauung ist auch im Sägetal zu beobachten. Hier herrschen ähnliche Verhältnisse wie am Plansee, indem augenscheinlich hier zwei aus entgegengesetzter Richtung kommende, geringmächtige Gletscher aufeinanderstießen und sich gegenseitig stauten, so daß also „Bei den drei Brünnelein“ einmal das Ende eines von Westen kommenden Eigengletschers, dann aber auch dasjenige des von Osten aus der Elmau kommenden Astes des Loischgletschers zur Zeit des Bühlstadiums vorliegt.

Diese bühlstadiale Zunge des Elmaugletschers hat auch zur Herausbildung jenes eigenartigen Längskammes niedriger Cenomanrücken im Ammerlängstale zwischen Linderhof und Graswang geführt. Vor dem Eisrande entstand hier eine ausgezeichnete Umfließungsrinne, in welcher heute der Kohlbach auf fast 4 km Erstreckung dem Hauptflusse parallel läuft; diese bis auf 130 m Sprunghöhe eingeschnittene Rinne ist nachträglich von den gewaltigen Bergsturz- und Gehängeschuttmassen der nördlichen Talflanke, auf welchen auch das Schloß Linderhof steht, zum großen Teile wieder aufgefüllt worden.

Aus dieser Zeit des Bühlstadiums stammen auch alle die kleinen örtlichen Verbauungserscheinungen, welche v. Klebelsberg (a. a. O.) auch aus dem Tälchen des Spitzgrabens und der Häusllahne westlich des Lindermooses am südlichen Talhang be-

schrieben hat und welche in gleicher Weise auch im unteren Teile des Lindermoosgrabens als Kalkschlamm (Seekreide) zu beobachten sind; die als ausgesprochene kleine Terrasse im Tälchen des Lindermoosgrabens vorspringende, kristalline Geschiebe enthaltende Moräne in etwa 1050 m kann sehr wohl als Ufermoräne dieser Elmaugletscherzunge gelten. Die höher gelegenen Moränenreste sind dagegen hocheiszeitlich, ebenso wie auch die Grundmoräne an der Fischbachmündung.

Im Gegensatz zu der wesentlich breiter ausgearbeiteten Umfließungsrinne des Kohlbaches ist die Enge „Bei den drei Brünnelein“ wohl erst nach dem Rückzuge des Eises entstanden. Die Talverbauung durch die mindestens 60 m hohen, wenigstens in dieser Höhe am Hange aufgeschlossenen Moränen war auch die Ursache für die starke Zuschüttung des talaufwärts gelegenen Talstückes, welche nach dem Zeugnis des mächtigen, heute tief zerschnittenen Fischbachschuttkegels ursprünglich noch erheblich wirksamer war als heute. Ob der Fischbach und auch der Neualpbach zu jener Zeit vielleicht auch nach Westen zum Erzbach hin entwässerten, ist nicht nachweisbar, aber möglich, da die heutige Wasserscheide erst später durch den Niederbruch des Bergsturzes von Ammerwald entstanden ist.

Die Elmau, welcher jener starke Seitenast des Loisachgletschers auch noch während des Bühlstadiums entströmte, zeigt alle Anzeichen starker glazialer Umgestaltung. Sie liegt unmittelbar in der Stromrichtung des von Süden kommenden mächtigen Talgletschers der Loisach, bot aber dessen Eismassen einen nur schmalen Durchlaß. Infolgedessen zeigt sie in besonders schöner Weise starke seitliche Unterschneidung der Gehänge, welche vielfach als Wände schroff abbrechen. Der Paß am „Stall“ liegt heute in nur wenig über 1200 m inmitten gewaltiger Bergsturztümmer, welche als Folge eben dieser starken Gehängeunterschneidung vom Ziegspitz niedergebrochen sind. Der Felssockel dieser Wasserscheide liegt also noch tiefer, jedoch nach den spärlichen Ausbissen des Anstehenden kaum unter 1100—1150 m, er ist augenscheinlich von dem darüber hinweggehenden Eise nicht unerheblich erniedrigt worden. — Es ist auffallend, wie sehr in der Elmau die Höhe der Stufenmündungen der kurzen Seitentälchen mit der der Eisstromhöhe ungefähr entsprechenden oberen Grenze der seitlichen Gehängeunterschneidung übereinstimmt: im Geistal wie im Friedergraben oder an der Friederalpe liegen

sie in rund 1600 m Höhe, und an der gegenüberliegenden Enningalpe hat v. Klebelsberg (a. a. O.) die obere Grenze der eiszeitlichen Vergletscherung nach den kristallinen Findlingen zu rund 1550 m bestimmt. Allem Anschein nach lag schon die präglaziale Wasserscheide in der Elmau ungefähr an der Stelle der heutigen, wenn auch vielleicht etwas nördlicher, wie daraus hervorgeht, daß die Enninglahne deutlich nach Süden gerichtet ist und mit spitzem Winkel vor dem Blockwerk des heutigen Passes nach Norden umbiegt. Zu beachten ist auch, daß die Elmau nach Süden mit einer anscheinend ziemlich unveränderten Stufenmündung über dem Loisachtal bzw. der Friederau endet (S. 91), so daß also an der Stelle, wo sich der Elmauast von dem Loisachgletscher trennte, keinerlei nennenswerte Tiefenerosion stattgefunden und diese erst weiter nördlich eingesetzt hat, wo das Eis sich durch das enge Tal hindurchzwängen mußte.

Bei dieser Gelegenheit sei hier eine Erscheinung kurz gestreift, welche sich in dieser Gegend wiederholt beobachten läßt. Das Tal des Kuchelbaches ist durchaus V-förmig gestaltet. Wohl sind die beiderseitigen Hänge bis hoch hinauf deutlich gerundet und abgeschliffen, aber sie fallen steil, vielfach in Wänden zu einer engen, unwegsamen Klamm ab, welche das ganze Tal bis zur Vereinigung der Quellbäche unterhalb des Kreuzloches durchzieht; nur hier ist eine kleine Aue entwickelt, aber die Quellbäche selber kommen durchweg aus wild eingerissenen Schluchten. Dasselbe Bild zeigt der auf der jenseitigen Abdachung der Kreuzspitzgruppe zur Planseeschwelle fließende Schellbach: auch sein Tal ist bis in die Quellwinkel eine einzige, unwegsame, klammartige Schlucht mit wild und schroff beiderseitig aufsteigenden Hängen. In kleinerem Maßstabe wiederholt sich dies auch beim Neualpbach, dessen Beginn allerdings in einem rund 1500 m hohen Kare liegt, und bei mehreren kleinen Seitentälern. Offenbar haben in all diesen Fällen die Haupttalgletscher die Eigenvergletscherung derartig gestaut, daß das Eis ohne nennenswerte Bewegung blieb und daher auch keine formengestaltende Tätigkeit auszuüben vermochte.

Im Ammerlängstal ist gerade vor dem Ausgang des vereinigten Kuchelbach- und Elmautales in der angegebenen Weise die Umfließungsrinne des Kohlbaches jenseits einer lang hingestreckten Reihe niedriger Cenomanhügel eingeschnitten. Die gleichmäßige Höhe dieser Hügel, die am Venusberg bei Schloß Linder-

hof 980 m, am Kuchelschlag, wo anscheinend Bergsturzütrümmer der nördlichen Talflanke über das Kohlbachtal hinweg bis auf den Rücken gelangt sind, 1020 m, am Raubhübel westlich von Graswang 940 m hoch sind, unterscheidet sie grundsätzlich von den übrigen Felsrundhöckern, welche hier dem aufgeschütteten Talgrunde entragen und von denen derjenige vor der Straßenbrücke über die Ammer nur 910 m Höhe erreicht (15 m über der Ammer), während im trichterförmigen Ausgang der Elmau ein 975 m hoher kleiner Rundbuckel etwa 40 m über die Schuttauue der Elmau nordöstlich des Brunnenköpfl und ein weiterer, 945 m hoher Felshügel kaum 20 m über die Elmauau gerade an ihrem Eintritt ins Ammerlängstal aufragt. In jenem erstgenannten Hügelzuge liegen offenbar wieder ausgedehnte Reste einer ursprünglich mit dem nördlichen Gehänge verbundenen einheitlichen Talleiste vor, welcher der südlichere der beiden Elmaurundhöcker wie auch ein ebenda am linken Talgehänge der Elmau

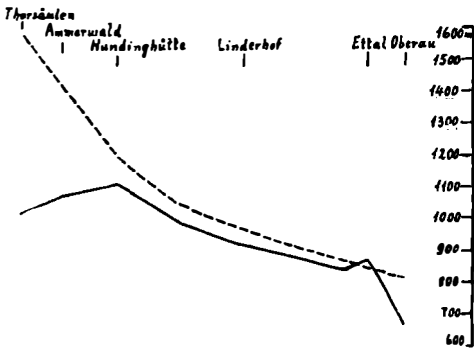


Fig. 10. Längsschnitt im Zuge des präglazialen Ammertales.

Maßstab der Länge 1:400000, der Höhe 1:20000.
Gestrichelt: Präglaziales Talgefälle.

in etwa 975 m vorspringender Sporn entsprechen dürften. Nach der Höhenlage dieser Bildungen kann es sich nur wieder um Reste der präglazialen Talsohle handeln, welche somit von der Nase „Bei den drei Brunnlein“ bis Graswang ein Gefälle von etwa 16 ‰ besaß. Verlängert man die so erhaltene Gefällskurve des Tales unter Annahme

des etwas geringeren Gefalles von etwa 15 ‰ unterhalb von Graswang talabwärts weiter, so gelangt man genau in die Höhe, in welcher unter Moränenbedeckung der stufenförmige Ausgang des Tales von Ettal, welches die unmittelbare Verlängerung des Ammerlängstales nach Osten bildet, über dem Loisachtal liegt (S. 82), nämlich 850 m. Dies entspricht der bereits durch v. Klebelsberg (a. a. O.) eingehend gewürdigten Tatsache, daß die Ammer in präglazialer Zeit über Ettal zur Loisach floß.

Über diesem präglazialen Gesimse ragt die breite Felsterrasse des Lindermooses bei Linderhof auffallend und weit ins Tal hinein. Sie ist durchaus von Grundmoränen der Hocheiszeit überdeckt, aber der Felssockel ist überall in geringer Tiefe festzustellen. Dieser Felssockel liegt in 1150 m Höhe, die ganze Terrasse ragt an die 200 m über das präglaziale Gesimse auf, sie gehört einer älteren talgeschichtlichen Entwicklungsstufe an. Im Gegensatz zu dieser auffälligen Bildung, welcher verschiedene, hier nicht im einzelnen aufzuführende Gegenstücke im weiteren Talverlaufe entsprechen, sind die Reste des präglazialen Talbodens unansehnlich, sie ragen im Durchschnitt nur etwa 60 m über die heutige Talaue auf. Schon P e n c k (64, S. 194) hat betont, daß das präglaziale Niveau, „während das von einem mächtigen Eisstrom benutzte Loisachtal und das Murnauer Moos 200 m darein eingeschnitten ist, uns im benachbarten, von der großen Eisbewegung weniger benutzten Ammertale noch fast unverletzt entgegentritt“. Nun ist das Ammerlängstal allerdings stark aufgeschüttet, so daß auch hier die diluviale Talvertiefung zu mindestens 100 m angenommen werden kann, und außerdem hat das Tal durch starke Verbreiterung und gleichzeitige lebhaftere Unterschneidung der seitlichen Gehänge sein Antlitz erheblich verändert; im großen und ganzen aber bestehen jene Worte von P e n c k durchaus zu recht.

Der weitere Verlauf des Ammerlängstales bietet wenig Bemerkenswertes. Im Tale selber kommen Moränen nirgends vor, an den seitlichen Hängen nur in kärglichen Resten. Die Seitentälchen sind kurz und entsprechend der stärker werdenden Flankenunterschneidung bis hoch über die präglaziale Sohle hinauf klamm- oder schluchtartig entwickelt. In der Umgebung von Ettal läßt sich wieder ein deutliches Zusammentreffen der Höhe der Stufenmündungen mit der hocheiszeitlichen Eisstromhöhe feststellen, welche hier nach v. Klebelsberg in etwa 1300 m lag. Entsprechend dieser starken seitlichen Unterschneidung verbreitert sich das Tal in der heutigen Aufschüttungsaue von etwa 600 m bei Linderhof auf 1 km bei Graswang, an der Mündung der Elmau sogar auf fast 2 km; im Weidmoos bei der Ettaler Mühle ist es fast 1,5 km, östlich Ettal am Ausgang ins Loisachtal dagegen wieder nur gegen $\frac{1}{2}$ km breit.

Es ist schon bei der Besprechung des unteren Loisachquertales darauf hingewiesen worden (S. 82), daß die ursprüngliche

Stufenmündung des Ettaler Tales durch stadiale Ufermoränen des Haupttalgletschers überhöht wird. Diese haben eine Höhe von annähernd 880 m, ein durch sie etwa gestauter See würde das Ammerlängstal bis über Graswang hinaus, etwa bis zur Mündung der Elmau erfüllen. Nun wird gerade der Ausgang der Elmau von einem gewaltigen, breiten Schuttkegel erfüllt, welcher sich mit etwa 15 ‰ Gefälle von der Mündung des Kuchelbaches gegen das Ammertal hin senkt und vom Bache, ehe er für den größten Teil des Jahres versiegt, über 30 m tief zerschnitten ist. Es liegt nahe, diesen Schuttkegel mit einem solchen Haupttalsee in Verbindung zu bringen, besonders da der auf die jetzige Erosionsbasis eingestellte Bach heute ein erheblich geringeres Gefälle, nämlich nur ein solches von gegen 10 ‰, besitzt.

v. Klebelsberg (a. a. O.) hat die Entstehung des auffallenden Durchbruches, mit welchem die Ammer heute aus dem Längstal scharf in das Quertal einbiegt, mit einem solchen durch die Moränen von Ettal gestauten Talsee und einer Überflußrinne desselben in Zusammenhang zu bringen versucht. Der Gedanke ist verführerisch, aber nicht zu beweisen. Im Gegenteil ist der Töddenbühl südlich von Oberammergau, welcher allein als Felsriegel das Quertal auch heute noch wesentlich einengt und demnach als Rest der ursprünglich die Wasserscheide bildenden Felschwelle gelten kann, über und über glazial geschliffen und gerundhöckert, und v. Klebelsberg hat selbst darauf hingewiesen, daß der sumpfige Boden des Weidmooses gleichsohlig aus dem Längs- ins Quertal übergeht. Nirgends ist hier etwas von einer Klamm oder scharfen Talenge zu beobachten, wie sie unweigerlich vorhanden sein müßte, wenn es sich um einen nach dem Rückzug des Eises als Überflußrinne oder Anzapfungsschlucht entstandenen Durchbruch handelte. Die fragliche Örtlichkeit weist vielmehr alle Kennzeichen starker glazialer Überarbeitung und Ausgestaltung auf. Dazu kommt, daß die nach Penck (64, S. 195 und 339) dem Bühlstadium angehörenden Endmoränen, welche bei Altenau und Saulgrub den Ammergau abschließen, durchweg über 880 m hoch sind. Sie haben, wie der heutige sumpfige Moosboden des Ammergauer deutlich darzutut, den letzteren ebenfalls zu einem See gestaut. Niedrige Terrassen am Rande des Ammergauer bei Kapell und nördlich Scherenau lassen für den See einen Spiegel von 850 m Mindesthöhe wahrscheinlich erscheinen. In dieser Höhe liegt die Stufen-

mündung von Ettal. Da ferner zur Zeit des Bühlstadiums der Elmauast des Loisachgletschers nicht weit über die Gegend von Linderhof hinausreichte, so kommt für die Aufschüttung der mächtigen, an kristallinem Material nicht armen Endmoränen am Ausgang des Ammergaues nur ein Ast des Loisachgletschers in Frage, welcher über Ettal in den Ammergau eindrang. Demnach müssen die Ufermoränen des Loisachgletschers bei Ettal jünger sein; sie gehören dem Krünnstadium an, wo der Loisachgletscher bei Eschenlohe endete (S. 82), und lassen das Gefälle der zugehörigen Gletscherzunge auf etwa 50 ‰ berechnen.

Der Werdegang des postglazialen Talsees im Ammertale, welcher mit der Entstehung des Durchbruches aus dem Längsins Quertal nichts zu tun hat und bei der starken Zuschüttung des ganzen Talgebietes auch stratigraphisch einstweilen nicht nachweisbar ist, wäre im Sinne obiger Überlegungen folgender: 1. Bühlstadium: Vergletscherung des Loisachtales, Übertritt eines Astes über Ettal in den Ammergau, Aufschüttung der Endmoränen von Altenau-Saulgrub; 2. Rückzug des Eises, Stauung eines Sees im Ammergau mit Spiegelhöhe in etwa 850 m, Abfluß rückläufig über Ettal in das noch vergletscherte Loisachtal; 3. Krünnstadium: Vergletscherung des Loisachtales bis Eschenlohe, Ablagerung der Ettaler Ufermoränen, Stauung des Ammergauer Talsees zu größerer Höhe bis etwa 880 m; 4. bei vollständigem Schwinden des Eises Herausbildung einer Überflußrinne im Norden des Ammergaues durch die Bühlendmoränen, allmähliche Entleerung des Talsees bei fortschreitender Eintiefung der Ammerschlucht außerhalb des Gebirges. — Bemerkt sei noch, daß selbst bei einer Spiegelhöhe von 850 m, wobei der Tödtentüchel als ganz flache Insel aufgeragt haben würde, der Ammertalsee in das Längstal bis gegen Graswang hinaufgereicht hätte.

Wenn der Ettaler Ast des bühlstadialen Loisachgletschers noch bis an das Nordende des Ammergaues vorstoßen konnte, dann hat er auch in dem Längstale selber noch weiter talaufwärts gereicht. Aus der Tatsache, daß in dem ganzen Ammerlängstale unterhalb von Linderhof keinerlei Endmoränen vorkommen, während doch seitliche Stirnmoränen des gleichzeitigen Elmauastes oberhalb von Linderhof deutlich zu erkennen sind, ergibt sich die Schlußfolgerung, daß während des Bühlstadiums der Ettaler Ast des Loisachgletschers mit dem Elmauast innerhalb des Ammerlängstales noch zu einer Einheit verschmolz, also das

ganze Längstal damals noch vergletschert war, und zwar überwiegend von ortsfremdem Eise, welches durch die Eigenvergletscherung der Kalkalpen je und je einige Verstärkung erhielt.

Die Frage nach der Entstehung des Ammerdurchbruches nach Norden in den Ammergau ist mit der Feststellung, daß dieser Durchbruch bereits vor dem Bühlstadium in einer der heutigen entsprechenden Weise vollendet war, zwar zeitlich hinaufgerückt, aber keineswegs erklärt. Diese Erklärung wird aber immer schwieriger und unsicherer, je weiter man in die verwickelten Verhältnisse der Hocheiszeit gerät. Nicht einmal die Höhe der ursprünglichen Wasserscheide ist noch mit Sicherheit zu ermitteln. Sie muß nach den für das Ammerlängstal und dessen präglaziale Sohle gewonnenen Werten mindestens 950—1000 m betragen haben. Heute liegt der aufgeschüttete Talboden in gegen 840 m, der gerundhöckerte Töddenbühel ist gegen 870 m hoch. In etwa 1250 m Höhe ist der linksseitige Pürschlingkamm wie der rechtsseitige Laberberg deutlich entsprechend der hochzeitlichen Eisstromhöhe seitlich unterschritten, der massige Wettersteinkalk bricht teilweise mit lotrechten Wänden ab; ergänzt man den oberen sanfteren Abfall der Kammgehänge nach unten, so kann man zu einer breiten, flachen Mulde gelangen, deren tiefster Punkt in etwa 1180 m liegt. Mehr als solche allgemeinen Anhaltspunkte lassen sich nicht mehr gewinnen. Ob das Eis allein diese alte Wasserscheide niedergelegt hat oder ob interglaziale fluviatile Erosion und Anzapfung die Hauptrolle dabei gespielt hat, bleibt zunächst unsicher.

Eine solche Anzapfung wäre an sich nicht undenkbar. Inwieweit der Ammergau übertieft und seine durchschnittlich 1,5 km breite Talaue aufgeschüttet ist, kann nicht festgestellt werden, da ebenso alle Reste einer etwaigen präglazialen Talsohle wie jede Kenntnis über die Tiefe, in welcher das anstehende Gestein den Untergrund bildet, vollkommen fehlen. Die unteren Talhänge sind überkleistert mit mächtigen Ufermoränen, deren Bedeutung für das Formenbild des Ammergauer durch v. Klebelsberg in eindringlicher Weise geschildert worden ist. Wichtig sind aber die Stufenmündungen, mit welchen die nie vergletscherten Täler der Ammergauer Vorberge unter mächtigen, rückläufig in sie hineingestülpten Stirn- oder Seitenmoränen der Vorlandgletscher in das Alpenvorland einmünden. Halbammer und

Halblech münden in rund 900 m, 100 m über dem heutigen angrenzenden Vorlande, welches in beiden Fällen von starker diluvialer Aufschüttung betroffen ist. Die Auffassung, als sei das von den Vorlandgletschern überströmte Alpenvorland gegenüber diesen Tälern übertieft, erscheint im Hinblick darauf, daß das Vorlandeis sich nach allen Richtungen hin frei entfalten konnte und daher dort, wo zwei benachbarte Eisfächer zusammenstießen, kaum zu einem nennenswerten Stau, sondern eher zu einem toten Winkel führte, sehr unwahrscheinlich. Gerade die Mündung der Halbammer liegt in einem derartigen toten Winkel. Daß das Eis hier nicht mehr wesentlich erozierte, erhellt schon auch aus dem Umstande, daß die dem Alpenrande vorgelagerte Molasserippe, welche an den Ausgängen des Loisach- und Ammertales stark erniedrigt und teilweise ganz entfernt, außerdem unter mächtigen Moränenaufschüttungen begraben ist, sowohl zwischen Loisach und Ammer in der Umgebung von Kohlgrub wie auch zwischen Ammer und Lech vor dem Fuße des Trauchberges als scharf und zu ansehnlicher Höhe aufragende Rippe auch orographisch in Erscheinung tritt. Die Stufenmündungen der Halbammer und des Halblechs haben nichts mit etwaiger Übertiefung durch die diluvialen Vorlandgletscher zu tun: sie entsprechen ursächlich den Erscheinungen in der Nachbarschaft des Kochelsees wie des Tölzer Beckens und weisen darauf hin, daß seit der Präglazialzeit der Alpenrand hier um mindestens 100 m gegenüber dem Vorlande gehoben worden ist. Wann diese Hebung eintrat, ist nicht zu erkennen. Wohl aber ist ohne weiteres einzusehen, daß sie in den Interglazialzeiten die Tätigkeit der zum Alpenrande gehenden Gewässer erheblich beeinflusste, und nun ist es ohne Schwierigkeit denkbar, daß im Zusammenhange hiermit die ursprüngliche Wasserscheide am Tödtenbühel durch Anzapfung vom Ammergau her durchbrochen wurde. Später ging das Eis hocheiszeitlicher Vergletscherung nochmals darüber hinweg, der erst schmale Durchbruch wurde geweitet und ausgestaltet und so das heutige Formenbild zustande gebracht.

Das präglaziale Tal des Ammergaves hatte eine ausgesprochen nordwestliche Erstreckung, die bei Oberammergau von Osten her einmündende Große Laine hat als damaliger Hauptquellarm zu gelten. Vor den ursprünglichen Talausgang legte sich nun die erwähnte Molasserippe quer; nach der Höhe, welche sie in

dem erhaltenen Stücke vor dem Fuße des Trauchberges noch heute besitzt und welche rund 1000 m beträgt, ist es unwahrscheinlich, daß das am Tödtenbühel mit einer wohl nicht viel höheren Wasserscheide beginnende präglaziale Ammergauer Tal über diese Molasserippe hinweg nach Norden entwässert wurde. Nun wird aber das genannte, noch heute erhaltene Stück der Molasserippe, der 1012 m hohe Schneidberg und seine Nachbarhügel, von dem Alpenrande am Trauchberg durch eine langgestreckte Talung getrennt, welche zum weitaus größten Teile durch die Ach nach Westen zum Halblech entwässert wird. Die Wasserscheide zwischen Lech und Ammer liegt heute nur 924 m hoch und wird lediglich durch den Schuttkegel des von Süden kommenden Lähnbaches und Kalten Wassers gebildet. Östlich folgt eine sumpfige Senke, welche teilweise durch den nach Norden durchbrechenden Nesselgraben zur Illach, zum Teil auch nach Osten zum Leimbach und zur Ammer entwässert wird. Offenbar handelt es sich hier um einen einheitlichen Talzug zwischen Flysch und Molasse, welcher vor der Ausgestaltung des Ammergauer durch die eiszeitliche Vergletscherung anscheinend noch weiter nach Osten gereicht hat. War nun der Ammergau in präglazialer Zeit im Norden durch die Molasserippe abgeschlossen, dann mußte sein Abfluß irgendwo einen seitlichen Ausweg finden, und es liegt nahe, das Achtal in diesem Sinne als präglaziale Fortsetzung des Ammergauer Tales zu betrachten. Seine starke Zuschüttung macht es unwahrscheinlich, daß es noch von der Hebung des Gebirgsrandes mitbetroffen wurde, diese hat anscheinend nicht über die Flyschgrenze hier hinausgereicht.

Das tief eingeschnittene Längstal der Halbbammer und des Halblechs innerhalb der Ammergauer Vorberge ist durch v. Klebelsberg (a. a. O.) in so vortrefflicher und für seine diluviale Talgeschichte erschöpfender Weise dargestellt worden, daß hier ein Hinweis auf seine Untersuchungen genügen mag. Er hat betont, daß die niedrige Talwasserscheide zwischen beiden Flüssen wohl noch heute im wesentlichen das präglaziale Bild darbieten dürfte; sie ist also rein fluviatiler Entstehung, was bei der Nähe des Alpenrandes nicht wundernehmen kann. Auch sonst sind in diesem niedrigen Randgebiete vielfach ausgedehnte Reste der präglazialen Landschaft erhalten geblieben, im einzelnen allerdings durch die Entstehung von Karen während des Eiszeitalters teilweise erheblich beeinflusst. Bezeichnend ist hier

die vollkommen ausgeglichene Entwicklung der Haupttäler von Halbammer und Lobentalbach-Halblech, während in den kleinen Seitentälchen Gefällsbrüche und sogar Steilabstürze bei engster Abhängigkeit von dem sehr verwickelten geologischen Aufbau des Gebietes und dem dadurch oft auf engstem Raume erfolgenden häufigen Schichtwechsel keine Seltenheit sind. Hier Einzelheiten zu verfolgen, würde den Rahmen dieser Arbeit allzu weit überschreiten.

c) Der westliche Quertalzug

1. Fernpaß, Lermooser Becken und oberes Loisachquertal

Der Fernpaß stellt eine anmutige, dichtbewaldete Hügellandschaft am Grunde eines breiten Taleinschnittes dar, deren unruhige Oberfläche durch zahlreiche dunkle und stille kleine Seen einen besonderen Reiz erhält. Genau genommen ist es ein schmaler Wall, welcher beim Weiler Fern die 1210 m hohe Wasserscheide trägt und nach Ostnordosten allmählich niedriger werdende Ausläufer mit äußerst unruhiger Oberfläche gegen das Lermooser Becken bei Bieberwier entsendet, während er nach Süden ziemlich steil zum Fernsteinsee abfällt und mit niedrigen Buckeln sich gegen die Mündung des Tegesbaches hin rasch verliert.

Durch die Untersuchungen von Falbesoner (28), Penck (64, S. 292) und Ampferer (9) ist die Frage nach der Entstehung des Fernpasses klargestellt. Es handelt sich um einen gewaltigen Bergsturz, welcher nach Penck aus einer großen Nische am Loreakopfe stammt und rund 1 cbkm Gesteinsmaterial umfaßt. Der Wall der eigentlichen Paßhöhe erweckt aus der Ferne durchaus den Eindruck eines das Tal quer durchsetzenden Felsriegels, jedoch findet man an der neuen Straße, welche mit weit ausholender Schleife den steilen Südabfall des Passes in jeder Höhenlage anschneidet, überall nichts als Dolomitschutt, welcher Anlaß zu weitgehender Vermauerung und Betonierung der bergwärts gelegenen Straßenflanke gab; das Vorhandensein eines Kernes aus anstehendem Gestein erscheint in Anbetracht der Steilheit des Gehänges, wobei etwa anstehender Fels unbedingt unter dem Schutt zum Vorschein kommen müßte, als ziemlich ausgeschlossen. Nirgends findet man im Bereiche des Bergsturzes kristalline Findlinge; dagegen hat schon Ampferer nachgewiesen, daß unter dem Bergsturz Moränen

mit zentralalpiner Beimischung liegen. Der Bergsturz ist demnach postglazial, und da erst zur Zeit des Gschnitzstadiums das zentralalpine Eis nicht mehr über das Inntal nach Norden in die Kalkalpen hinein vordrang, ist damit eine Höchstgrenze für das Alter des Bergsturzes gegeben. Es ist nun zu beachten, daß die heutige, aufgeschüttete Talaue des Lermooser Beckens im Norden des Fernpasses in rund 970 m, diejenige des Gurgltales an der Mündung des Toggstaies im Süden des Passes in gegen 900 m liegt, also unter Ausschaltung des Fernpaßbergsturzes ein Talgefälle von etwa 8 ‰ von Lermoos bis oberhalb von Nasserreith nach Süden hin bestände.

So erscheint der ganze, jetzt von den Trümmern des Fernpaßbergsturzes unterbrochene Talzug vom Lermooser Becken bis zum Inntal als einheitliche Bildung. Von Nasserreith zieht eine niedrige Senke über Mieming zum Inn; da sie in ihrem Aufbau größtenteils eng mit der Entstehung der von Ampferer (10) eingehend untersuchten Inntalterrassen¹⁾ zusammenhängt, so mag bei Nasserreith die Grenze des zu untersuchenden Gebietes gegen Süden hin liegen.

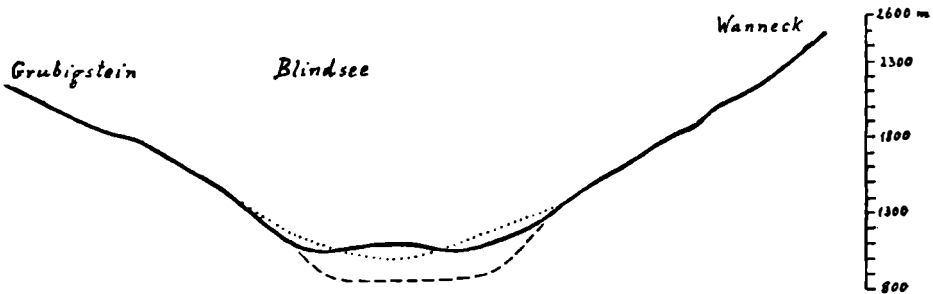


Fig. 11. Querschnitt durch die Umgebung des Fernpasses.

Maßstab der Länge und Höhe = 1 : 50000.

Punktiert: Präglaziale Talsohle; gestrichelt: mutmaßliche Talsohle unter dem Bergsturze.

Mit der Bestimmung eines präglazialen Talbodens ist es ziemlich mißlich bestellt. Wenn der echt glaziale Formenschatz des von Westen aus der Rothensteingruppe kommenden und gerade auf der Paßhöhe des Fernpasses mündenden Kälbertales sich nicht talauswärts fortsetzt, andererseits seine schroffe Stufenmündung bei der Unteren Birchbodenalpe in 1250 m fast genau

1) Vgl. über diese neuerdings E. Nowak in Geol. Rundschau IX, 1919, S. 178ff.

der Höhe des Fernpasses selber entspricht, so ist die Möglichkeit einer Verbauung des ursprünglichen Talausganges durch diesen Bergsturz und Bildung einer epigenetischen neuen Schlucht durchaus gegeben. Die petrographisch bedingte Stufenmündung des von der Heiterwand, also ebenfalls von Westen kommenden Tegestales kann gleichfalls zu etwa 1200 m angesetzt werden, ist aber durchaus nicht einheitlich und liegt in einer merklichen Einbuchtung des Haupttalgehanges, also offenbar an einer Prallstelle des Talgletschers und an einem Orte starker seitlicher Unterschneidung, was bei der großen Steilheit des kurzen Tales — dessen Anstieg von der Stufenmündung bis zur Paßhöhe an der Tarrentonalpe fast 10 % beträgt — von großer Bedeutung ist. — Deutlich ausgebildet ist nur die Stufe eines allerdings wieder nur ganz untergeordneten Wasserrisses, der am Nordhang des Schachtkopfes in etwa 1100 m über St. Rochus bei Bieberwier von Osten her in das Tal einmündet; hier ist der „Gleithang“ des nach links ins Lermooser Becken einbiegenden Gletschers anzunehmen, die Stufe kann daher vielleicht verwertet werden. Bei Tarrenz hat schon P e n c k (64, S. 292) die präglaziale Sohle in einer „über 1000 m hohen Felsterrasse“ erkannt. Demnach hätte das einheitlich nach Süden entwässernde Tal in präglazialer Zeit von Bieberwier bis Tarrenz ein Gefälle von rund 6 ‰ gehabt, ein durchaus wahrscheinlicher Wert.

Außer der rund 1800 m hohen Ufermoräne des Bühlstadiums am Wanneck, auf welche schon P e n c k (64, S. 293 u. 336) hingewiesen hat, bietet das Formenbild der Umgebung des Fernpasses keinerlei Kennzeichen besonderer diluvialer talgeschichtlicher Vorgänge. Solche sind erst in der Umgebung des Lermooser Beckens wieder zu finden.

Der Fernpaßbergsturz hat das nach Süden entwässernde Tal abgesperrt, er überhöht die heutige Aufschüttungsaue um rund 300 m. P e n c k (a. a. O., s. o.) und W u n d e r l i c h (83) haben gezeigt, wie dadurch im Lermooser Becken ein See gestaut wurde, welcher nach Norden überfloß und zur Entstehung des Loisachdurchbruches im Passe Ehrwald führte. Die Spiegelhöhe des Sees ist nur annähernd zu bestimmen. Sicher ist sie weit hinter derjenigen des Fernpasses zurückgeblieben, denn sonst hätte der See sogar noch die Wasserscheide im Hintertorrentale überflossen, wofür auch nicht der geringste Anhaltspunkt vorliegt. Andererseits ist der von W u n d e r l i c h aus einer Seekreide,

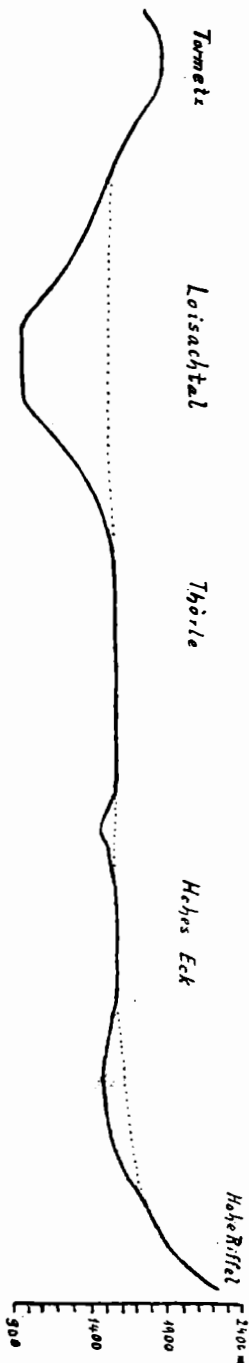


Fig. 12. Querschnitt durch das obere Loisachtal und die Hochfläche der Thörlen.
Maßstab der Länge und Höhe = 1 : 50 000.
Punktiert: Präglaziale Oberfläche.

welche beim Bau der Bahn beim Bahnhof Ehrwald aufgeschlossen wurde, auf 980 m ermittelte Wert wahrscheinlich zu niedrig. Denn beiderseits der Loisach finden sich zusammengehörige Formenelemente: im Osten die breite, mit vom Zugspitzmassiv stammenden Bergsturzmassen oberflächlich überdeckte Felsterrasse von Pontiefensteig in rund 1130 m, links der in gleicher Höhe gelegene Ausgang der Häselgörl, beide nach ihrer Höhenlage offenbar Reste des präglazialen Talbodens, welcher sich wieder mit 6 ‰ Gefälle zur Stufe von St. Rochus bei Bieberweier fortsetzt. Diese Platte von Pontiefensteig enthält den eigentlichen Ehrwalder Engpaß; weiter nördlich, wo die beiderseitigen Hänge mehrere 100 m höher ansteigen, wird das Loisachtal schon wieder breiter und besitzt, bei allen Merkmalen glazialer Ausgestaltung, eine aufgeschüttete Talsohle von durchschnittlich $\frac{1}{2}$ km Breite. Von hier ausgehend, hatte sich nach dem Schwinden des Eises wahrscheinlich schon eine fluviatile Kerbe rückwärts in die Platte von Pontiefensteig eingeschnitten, deren niedrige Wasserscheide aber noch nicht wesentlich unter 1100 m gelegen zu haben braucht; bei solcher Spiegelhöhe hätte der durch den Fernpaßbergsturz gestaute Lermooser Talsee bis etwa

St. Maria im Hinterthorentale und bis etwas über St. Rochus hinaus gegen den Fernpaß zu gereicht.

Die eigentliche Frage nach der Entstehung des oberen Loisachquertales ist aber damit nicht beantwortet. Schon vor der Zerschneidung der Platte von Pontiefensteig bestand die glazial ausgestaltete Schlucht zwischen den Thörlnen und der Danielgruppe. Andererseits gehört die Platte von Pontiefensteig selber zum präglazialen Talboden eines einheitlich nach Süden entwässernden Talzuges, während bei Griesen die Loisach in das große, westöstlich gerichtete präglaziale Haupttal der Neidernach-Loisach eintritt. Die Schlucht zwischen den Thörlnen und der Danielgruppe ist in die präglaziale Wasserscheide zwischen den beiden Talsystemen eingeschnitten; nach den erhaltenen Resten der diesen zuzurechnenden Talböden muß sie eine Mindesthöhe von 1200 m besessen haben.

Von größerer Höhe aus betrachtet, gewährt die beiderseitige Umgebung des oberen Loisachquertales denselben Anblick wie die Nachbarschaft des Planseeostendes und des Erzbachtales (S. 100): es ist tief und eng in eine ausgedehnte, stark verkarstete und gerundhöckerte, dolomitische Hochfläche von rund 1500 bis 1550 m Durchschnittshöhe eingesenkt, welche sich am Abfall der Zugspitze auf den Thörlnen in stattlichem Umfange erhalten hat, während sie links der Loisach an den Abfällen des Spitzigen Brand im Großen und Kleinen Schoberberg nur noch in kleineren Bruchstücken, wenn auch deutlich genug zu erkennen ist. Am Nordabfall des Spitzigen Brand tritt der Große Schoberberg mit dem bereits früher genannten Mittelberg und damit die Hochfläche der Thörlnen mit derjenigen am Zwergen-berg und Altenberg in Verbindung, beide gehören also als einheitliche Großform zusammen und müssen dementsprechend auch gleichaltrig sein. Ihre Entstehung gehört einer weit vor der präglazialen liegenden Zeit des jüngsten Tertiärs an, ihr kann hier nicht näher nachgegangen werden.

Auf der vermutlich noch in präglazialer Zeit einheitlichen Hochfläche der Thörlnen lag in etwa 1500 m Höhe die präglaziale Wasserscheide zwischen der Neidernach-Loisach und dem Hinterthoren-Fern-Gurgltale. Sie ist heute um mindestens 650 m niedergelegt worden. Aber die enge Loisachschlucht läßt es wieder recht unwahrscheinlich erscheinen, daß die alte Wasserscheide ausschließlich durch glaziale „Niederschleifung“ gefällt wurde.

Im Gegenteil hat der über den Fernpaß vordringende zentral-alpine Gletscher gerade im Lermooser Becken durch Abzweigung eines stattlichen Seitenastes durch das Hinterthorental eine erhebliche Schwächung erfahren, er hat das präglaziale Gesimse von Pontiefensteig ziemlich unverändert gelassen und auch, wie noch zu zeigen sein wird, im Hinterthorental keineswegs den von Müller (56) angegebenen Betrag einer Übertiefung um mehrere 100 m geleistet. Er hat die Loisachschlucht zwischen der Danielgruppe und den Thörle in mäßigem Umfange ausgedehnt und die seitlichen Hänge unterschritten, aber er hat nicht mit zermalmender Wucht ein ihm im Wege stehendes Hindernis beseitigt. — Die Untersuchung des Neidernach-Loisach-Längstales hat zu der Erkenntnis geführt, daß hier seit der Präglazialzeit eine ziemlich ansehnliche Talvertiefung stattgefunden hat, jedoch nicht ununterbrochen, sondern mit Unterbrechungen, von denen eine sich in der Gestalt eines interglazialen Talbodens genauer hat verfolgen lassen (S. 93 ff.). Dieser Eintiefung des Längstales folgten auch die Seitentäler, infolge der fortschreitenden Übertiefung wurden die Zuflüsse zu immer stärkerem Einschneiden gezwungen. Dasselbe geschah von Süden her, infolge der Übertiefung des Lermooser Beckens und des Fern-Gurgltales. Interglaziale Flußerosion schnitt sich von beiden Seiten in die Thörlehochfläche immer tiefer ein, diese engen Schluchten wurden vom Eise der folgenden Vergletscherungen überarbeitet, und so ist im Laufe des Eiszeitalters die hohe Wasserscheide allmählich niedergelegt worden. Wie dann erst in postglazialer Zeit durch den Fernpaßbergsturz diese langsame Entwicklung zum Abschluß kam und eine durchgehende Entwässerung vom Lermooser Becken zum Neidernach-Loisach-Längstale entstand, ist von Wunderlich (a. a. O.) durchaus zutreffend dargestellt worden.

Das Lermooser Becken ist um rund 150 m unter die präglaziale Talsohle übertieft worden. Auch das Hinterthorental beginnt mit einer Stufe, welche aber offensichtlich durch das darüber hinweggehende Eis abgeschwächt bzw. zurückverlegt worden ist. Man steigt in der aufgeschütteten Talsohle des Hinterthorentales von Lermoos an etwa 4 km bis zur Wasserscheide bei Lähn empor, welche in rund 1130 m liegt und durch junge Schuttkegel gebildet wird. Allem Anscheine nach hat die ursprüngliche Stufenhöhe des stark glazial überarbeiteten Ausganges des

Hinterthorentales derjenigen von Pontiefensteig in 1120 bis 1130 m entsprochen. Noch jetzt wird das Tal bei Rautängerle an der Sägmühle durch einen 1120 m hohen Sporn, welcher offenbar eine nachträglich vom Lusbach zerschnittene Stufe darstellt, beträchtlich verengert. Viel tiefer liegt ein moränenbedeckter Vorsprung bei der Sägmühle am Bahnhof Lermoos in 1010 m.

Aber noch eine Stufenmündung ist hier in der Umrahmung des Lermooser Beckens hervorzuheben, welche vollkommen aus dem Rahmen der übrigen derartigen Bildungen herausfällt: mit lotrechten Felswänden bricht das Gaistal, dessen Entwässerung von der niedrigen Wasserscheide des Negelsees an nach Osten zur Leutasch gerichtet ist (S. 66), in rund 1500 m schroff zu dem an die 550 m tieferen heutigen Talboden des Lermooser Beckens ab. Es ist ein echter Taltorso, bei welchem ganz und gar nicht etwa an glaziale „Niederschleifung“ einer ursprünglich höheren Wasserscheide gedacht werden kann. Denn die Richtung des Tales steht senkrecht zu derjenigen des Fernpaßgletschers wie auch der Mieminger Eigenvergletscherung, und diese haben sich gegenseitig außerdem gestaut, indem durch das örtliche Eis des Mieminger Gebirges den zentralalpinen Eisinassen der Zutritt ins Gaistal von Westen her verwehrt wurde, andererseits der Fernpaßgletscher richtunggebend das ganze Haupttal erfüllte; diese Stauung hemmte die Eisbewegung erheblich, daher ist hier auch mit keinerlei nennenswerten glazialen Formgestaltungen zu rechnen. Der Taltorso des Gaistales liegt aber auch 400 m höher als der präglaziale Talboden im Lermooser Becken, seine Entstehung reicht daher in eine ältere als die eigentlich präglaziale Zeit zurück, die Aufhellung dieser Frage gehört nicht zu den Aufgaben der vorliegenden Arbeit.

Mitten im Lermooser Moos ragt der fast 1000 m hohe Rundbuckel des Duhmebühel ganz vereinzelt auf. Er ist aus liasischen Fleckenmergeln aufgebaut, welche sowohl im Osten wie im Westen des Talbeckens ihre regelmäßige stratigraphische Fortsetzung finden, und ist wieder einmal ein Beweis dafür, daß auch das Lermooser Becken nicht etwa tektonischer Entstehung ist, sondern der Ausräumung und Erosion seine Entstehung wie seine heutige Gestalt verdankt.

Moränenablagerungen von irgendwelcher besonderer Bedeutung kommen im Lermooser Becken und dessen Nachbarschaft nicht vor.

2. Das Hinterthorental und der Plansee

Das Hinterthorental ist eine der merkwürdigsten orographischen und hydrographischen Zwitterbildungen in den Kalkalpen von Bayern und Tirol. Orographisch ist es ein einheitlicher Talzug, und zwar ein ausgesprochenes Haupttal; hydrographisch ist es durch die Talwasserscheide von Lahn gezweiteilt und dem Längstalzug des Plansees zu seinem größeren Teile angegliedert, außerdem aber wird es nur von einem ganz unbedeutenden Gewässer, dem Grundbache, durchflossen, welcher während der heißen Jahreszeit schon etwa von Bichlbach an in dem mächtigen Schutt seines Bettes versiegt. Das kurze, zum Lermooser Becken abgedachte Talstück wird von dem Quellbach der Loisach, dem Lusbach, entwässert.

Der Verlauf des präglazialen Talbodens ist auch hier schwierig festzustellen, und zwar aus demselben Grunde wie im Fern-Gurgltale: das Tal eines verhältnismäßig unbedeutenden Gewässers war während des Eiszeitalters dem Ansturm eines außerordentlich mächtigen Talgletschers ausgesetzt, welcher es mit ziemlich steilem Gefälle durcheilte und dabei zweifellos ganz erheblich glazial ausgestaltet hat. Überall ist auch in besonders eindringlicher Weise die Arbeit der Gletscher in der bis hoch an den Hängen hinaufreichenden seitlichen Unterschneidung der Talflanken und ihrer Abschleifung und Rundung zu erkennen. Viele kleine Seitenbäche münden daher in großer Höhe stufenförmig. Müller (56) hat dies mißverstanden und eine geradezu ungeheuerliche glaziale Übertiefung von 600 m Mindestbetrag für das Hinterthorental angegeben, ohne zu beachten, daß der von ihm als präglaziale Wasserscheide angesprochene Mähberg am Nordabfall der Bleispitze südlich von Lahn mit seiner Verebnung in rund 1700 m kaum 200 m tiefer liegt als die hier von Müller selbst zu etwa 1900 m bestimmte Eisstromhöhe und eben auch nur die obere Grenze der seitlichen Gehängeunterschneidung, nicht aber diejenige der Talvertiefung durch das Eis darstellt.

Richtige Stufenmündungen, welche wirklich der präglazialen Haupttalsole entsprechen, sind nicht häufig. Der oberste Lusbach stürzt sich aus etwa 1200 m mit hübschem Wasserfall in die Talweitung von Lahn. In etwa der gleichen Höhe erreicht der vom Nordabfall der Bleispitze westlich des Mähberges herabkommende Bach das Haupttal bei Aue. Die Stufe am Ausgang des breiten Zirkus zwischen Thaneller und Axljochberg südlich

von Heiterwang ist fast völlig verwischt, aber zweifellos ziemlich tief gelegen und nicht unter 1220 m anzusetzen. — Keinen besseren Anhalt gewähren mehrere, offenbar zusammengehörige, niedrige Felsterrassen, Gesimse und Gehängevorsprünge, welche sich mit einer einzigen Ausnahme durchweg am südlichen Talhang finden. Diese Ausnahme ist ein Vorsprung bei Lähn in etwa 1180 m. Südlich Heiterwang, vor dem zum Lammburg hinaufführenden Tälchen, springen die 1130 m hohen Drei Mäurlen, wo die alte Römerstraße lief, ins Tal vor, und am Fuße des Lammburg selbst entspricht ihnen ein gleich hoher Vorsprung. Gleich hoch ist ferner der Kirchbühl bei Bichlbach und ein entsprechender Vorsprung auf der rechten Seite der Talbachmündung. Aber schon am Nordabfall des Bichlbachleberges, welcher aus Liasfleckenmergeln aufgebaut ist im Gegensatz zu dem überwiegend dolomitischen Aufbau des übrigen Tales, bildet der Mühlwald in 1200 m mehrere deutliche kleine Terrassen. In Anbetracht des Umstandes, daß alle genannten Vorsprünge und Sporne in unverkennbarer Weise gerundhöckert und vom Eise geschliffen sind, ist aus ihnen keine genaue Unterlage für den Verlauf des präglazialen Talbodens im Hinterthorentale zu gewinnen. Nur so viel läßt sich sagen, daß auch hier die präglaziale Talsohle kaum etwa 200 m höher lag wie die heutige, sich dabei aber allerdings im Gegensatz zu der letzteren einheitlich gegen das Becken von Lermoos hin senkte, so daß sie bei Lähn die heutige Talaue berührte, wenn nicht schnitt.

Ein langsamer Anstieg führt in Verfolgung des präglazialen Talbodens zur Wasserscheide gegen den Lech an der Ehrenberger Klause. Ein einheitlicher Zug aus widerständigem Wettersteinkalk bildet hier den Abschluß des Hinterthorentales. Schlögelberg und Schloßberg erreichen gleichmäßig eine durchschnittliche Höhe von gegen 1300 m. Der eigentliche Paß von Klausen ist 300 m tief als enge, steilwandige Schlucht dazwischen eingeschnitten. Deutlich ist hier die Wirkung der starken Übertiefung des Lechtales bei Reutte: von dem übertieften Lechtalbecken haben sich scharf eingetiefte Schluchten in die Umgebung rückwärts eingeschnitten. Auch der mit Diluvialschottern aufgefüllte tiefe Talzug, welcher vom Ende des Hinterthorentales südlich vom Schloßberge entlangführt, endet bei Rieden im übertieften Lechtale. Von diesem aus hat sich also eine Anzahl tiefer,

schmaler Furchen rückwärts entwickelt und so den ursprünglich einheitlichen Wettersteinkalkzug des Schlögel- und Schloßberges in seine heutigen einzelnen Teile zerlegt. Die Tatsache, daß diese Furchen heute deutliche glaziale Überarbeitung zeigen, beweist, daß dieselben bereits vor der letzten Hocheiszeit entstanden waren; damals war ja auch, wie schon A m p f e r e r (14) nachgewiesen hat, das Lechtal mindestens in dem heutigen Umfange übertieft und wurde während der letzten Interglazialzeit weitgehend zugeschüttet.

Bei der Annahme ursprünglicher Einheitlichkeit des Schlögel-Schloßbergzuges erscheint dieser in noch stärkerem Maße, als dies jetzt der Fall ist, als oberer Abschluß des Hintertorales. Hier kann dessen Ursprungsgebiet allein gesucht werden. Es senkte sich von hier bis gegen das Lermooser Becken mit einem Gefälle von etwa 13 ‰. Die Wasserscheide war deutlich als Felsschwelle entwickelt, obschon sie sich kaum 300 m über das Lechtal erhob und unmittelbar in dessen Nähe verlief. Der präglaziale Talboden erreichte etwa bei Bichlbach die Höhe von 1200 m, danach ist die nachträgliche Umgestaltung der angegebenen Stufenmündungen und Felsgesimse zu bewerten.

Heute sinkt der aufgeschüttete Talboden in umgekehrter Richtung von Lähn bis Heiterwang um 130 m. Allerdings ist das Ausmaß der Zuschüttung unbekannt und jedenfalls ist zu berücksichtigen, daß der Flankenschutt gerade im Bereiche der Wasserscheide die geringste Fortschaffung erfährt, hier also gewissemaßen eine ständige Steigerung des orographischen Wertes der Wasserscheide eintritt. Die Wasserscheide von Lähn wird durch die Vereinigung zweier von den gegenseitigen Talhängen herabkommender, mächtiger Schuttkegel gebildet. Eine Inschrift an der Kirche besagt, daß hier in den Jahren 1456 und 1689 vom Wannereck gewaltige Bergstürze niedergingen, denen der Ort Lähn seinen Namen verdankt. Die Zuschüttung überwiegt hier über die Abspülung. Andererseits läßt der Sporn von Rautängerle erkennen, daß auch der Talboden im Anstehenden hier höher liegt als die heutige aufgeschüttete Talaue bei Heiterwang. Müller (56) hat den Vorgang richtig erkannt: der mit großem Oberflächengefälle durch das Hintertorale gehende Ast des Fernpaßgletschers hat im Sinne seines Gefälles stark das Tal ausgetieft; seine Leistung war an der Stelle der Teilung am Lermooser Becken zunächst gering, kam dann zu voller Ent-

faltung und wurde an der Vereinigung mit dem Lechgletscher, welcher stauend wirkte, wieder auf ein Mindestmaß herabgesetzt. So erscheint die Gegend von Heiterwang zunächst als ein großer Gletscherkolk, eingetieft zwischen zwei Talstücke mit geringer Eiserosion. Er wird nun aber gleichsohlig in das Planseetal fortgesetzt und gewinnt damit für dieses wesentliche Bedeutung.

Von diluvialen Ablagerungen im Hinterthorentale ist zunächst der in 1420 bis 1480 m am Südfuße des Daniel über Lernioss weit ausladende Kohlberg mit der Duftelalpe zu nennen. Hier liegt über einer alten, fest verkitteten Gehängebrekzie, offenbar auch einem Rest der von Ampferer (13) weithin verfolgten interglazialen Schuttverkleidung der Gehänge, eine Moränenanhäufung mit kristallinen Geschieben, anscheinend eine stadiale Ufermoränenbildung, welche derjenigen am Wanneck über dem Fernpasse entsprechen und somit dem Bühlstadium angehören dürfte.

Wichtiger sind die Moränen bei Heiterwang, deren Bedeutung als Endmoränen zuerst von Fels (29) richtig erkannt worden ist. Der Fall ist bezeichnend: hinter dem Gletscherende des Bühlstadiums, welches die Planseeschwelle aufbaute und sich im Hinterthorentale selber noch weit über den Paß der Ehrenberger Klause bis zum Lechgletscher erstreckte, liegt hier genau wie im Isar- und Loisachgebiet ein weiterer, ausgesprochener Gletscherhalt einer noch aus den Zentralalpen genährten Talvergletscherung. Bei Heiterwang liegt das Krünnstadium des Hinterthorentales vor. Daß sich an diese Endmoränen keine Schotter anschließen, ist durchaus begreiflich: im Hinterthorentale selbst steigt die Talsohle außerhalb dieser Moränen rasch zur Wasserscheide an der Ehrenberger Klause an, und im Planseetal schließt sich das tiefe Seebecken an. Bemerkenswert ist die Art, wie die Endmoränen von Heiterwang im alluvialen Schutte der heutigen Talaue gewissermaßen ertrunken sind und nur noch wenig darüber aufragen; dieser Schutt greift durch sie hindurch und über sie hinaus zu einem breiten Schuttkegel oder Delta, durch welches der Heiterwangersee mehr und mehr verlandet, obschon der das Delta erzeugende Grundbach, wie bereits erwähnt, durchaus nicht während des ganzen Jahres Wasser führt.

Eng verwachsen bei Heiterwang die Täler des Plansees und der Hinterthoren miteinander. Nirgends ist eine Trennung zu

erkennen. Und doch genügt schon der Hinweis darauf, daß einerseits das Hinterthorental in präglazialer Zeit einheitlich nach Südosten zum Lermooser Becken entwässerte, während andererseits das Ostende des Plansees im Zuge des nach Osten gerichteten präglazialen Haupttales der Neidernach-Loisach liegt und die heutige Entwässerung des Sees, keinen dieser beiden alten Ausgänge benützend, durch den Archbach zum Lech hin erfolgt, um die wechselvollen Schicksale dieser Landschaft ins rechte Licht zu rücken. Mitten im Zuge der präglazialen Täler liegen heute niedrige und junge Talwasserscheiden, folglich muß das heutige Talnetz ursprünglich vorhandene Wasserscheiden kreuzen, diese müssen niedergelegt sein.

Das Archbachtal selber bietet keine Schwierigkeiten: hier liegt ganz dieselbe Erscheinung vor, welche sich überall in der Nachbarschaft des übertieften Lechtalausganges beobachten läßt, indem von letzterem ausgehend die starke Eintiefung der Zuflüsse rückwärts ausgriff. So hat der Archbach das Planseetal angezapft, genau wie der Zwieselbach dem Tale des Thorsäulenbaches seinen Oberlauf geraubt hat (S. 97). Nur ist im letzteren Falle der Vorgang erst in postglazialer Zeit erfolgt, während das Archbachtal alle Merkmale starker glazialer Überarbeitung an sich trägt und oberhalb des Stuibenfalles eine Talenge mit übersteilen Gehängen, wo unter geringmächtiger Schuttdecke der gerundhöckerte und geglättete anstehende Hauptdolomit überall zum Vorschein kommt, deutlich die ehemalige Durchbruchschlucht erkennen läßt. An der Brunnenkapelle findet man zwischen dem Hauptdolomit gekritzte und auch kristalline Gesteine. Kurz unterhalb des Kleinen Plansees liegt die entscheidende Stelle: hier springt am Nordostabfall des Tauernberges ein deutlicher, unterschrittener Sporn über tief durchschluchtetem Gehänge hervor. Hier lag anscheinend die ursprüngliche Wasserscheide, nach der Höhe dieses Spornes in etwa 1200 m Höhe.

Im Planseetal selber sind mit einer einzigen Ausnahme keine echten Stufenmündungen erhalten, denn einmal kommen von den steilen seitlichen Hängen nur ganz untergeordnete Gewässer herab, andererseits ist schon früher (S. 95f.) darauf hingewiesen worden, daß hier überall Anzeichen einer ungewöhnlich starken seitlichen Gehängeunterschneidung während des Eiszeitalters zu finden sind. Die fragliche Ausnahme betrifft den Ausgang des

Pitzenbachtals, welches mit einer prächtigen, vom Bache heute in enger und unwegsamer Schlucht zerschnittenen Stufe in etwa 1160 m in das Planseetal einmündet; von der Stufe an steigt ein deutlich erhaltener älterer Talboden ziemlich steil ins Innere des heute mit einem großartigen Zirkus beginnenden Tales an. Hier ist auch die einzige Stelle, wo innerhalb des Längstales durch fließendes Wasser ständig Schutt in den See hinausgeführt wird, und hier ist es auch bereits zur Trennung der ursprünglich einheitlichen Wasserfläche in den Heiterwangersee und den eigentlichen Plansee gekommen. Es ist bemerkenswert, daß die zweite Stelle, wo ein kleiner Teil des Sees abgetrennt und selbständig geworden ist, am Kleinen Plansee bei Seespitz liegt, wo durch die enge Schlucht des Archbachtals lange nicht der ganze, von den übersteilen beiderseitigen Hängen niedergehende Schutt fortgeführt werden kann. — Die Stufenmündung des Pitzenbachtals fügt sich gut und zwanglos dem im Hinterthorentale gewonnenen Bilde ein. Die ausgesprochene Öffnung des Tales nach Nordwesten weist darauf hin, daß es ursprünglich in dieser Richtung entwässert wurde und auch aus diesem Grunde als einer der Quelläste des präglazialen Hinterthorentales zu gelten hat.

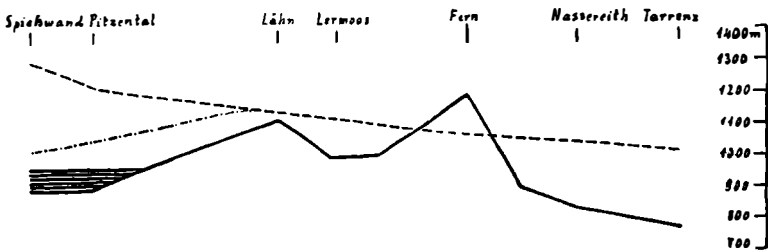


Fig. 13. Längsschnitt im Zuge des präglazialen Plansee-Hinterthoren-Fern-Gurgtals.

Maßstab der Länge 1:400000, der Höhe 1:20000.

Gestrichelt: Präglaziales Talgefälle; strichpunktiert: interglazialer Talboden.

Wie bereits bei der Besprechung des Neidernach-Loisachtals und seiner Beziehungen zum Ostende des heutigen Plansees hervorgehoben wurde (S. 96), muß die präglaziale Wasserscheide zwischen dem Hinterthorentale und dem Neidernach-Loisach-Längstale etwa dort gesucht werden, wo an der Spießwand die glaziale Gehängeunterschneidung ihren Höhepunkt erreicht und gewissermaßen fast zur Zertrümmerung einer ganzen Talflanke

geführt hat und wo gleichzeitig östlich des Kaiserbrunnens auch heute noch die schmalste Stelle des Sees liegt. Die Mindesthöhe dieser präglazialen Wasserscheide beträgt nach den festgestellten präglazialen Talsohlenhöhen der beiderseitigen Talsysteme etwa 1250 bis 1300 m. Heute liegt das Planseetal am Boden des Sees nach den Lotungen von F e l s (29) fast 400 m tiefer. M ü l l e r (56) hat, ohne die Sachlage richtig zu übersehen, aus den Verhältnissen am Plansee für diesen einen noch höheren Betrag ausschließlich der glazialen Übertiefung zugeschrieben. Diese Ansicht kann hier ebensowenig anerkannt werden wie im Hinterthorentale.

Es ist vielmehr zu berücksichtigen, daß das Hinterthorental in der Gegend von Heiterwang, vor der Stauung des durchziehenden Eisstromes durch den Lechtalgletscher, am stärksten unter die präglaziale Sohle eingetieft ist. Diese Eintiefung einerseits, die Übertiefung des Loisach- und Neidernachtales andererseits haben auch hier wieder zu doppelseitigen Angriffen verstärkt sich einschneidender Zuflüsse geführt. Im mürben Hauptdolomit wurden dabei viel raschere Fortschritte erzielt als etwa in dem überaus widerständigen Wettersteinkalk des Schlögel-Schloßbergzuges. So wurde hier die Wasserscheide zunächst bis unter die präglaziale Neidernachsohlenhöhe, also um etwa 200 m, erniedrigt. Anscheinend kam es dabei zur Herausbildung eines einheitlichen, neuen Talzuges, denn für den interglazialen Talboden im Neidernachtales bildet die Umgebung der Thorsäulen durchaus nicht mehr wie für den präglazialen das eindeutige Ursprungsgebiet (S. 99). Verlängert man das Gefälle des interglazialen Neidernachtalbodens mit etwa 20 ‰ durch das Planseetal nach Westen, so kommt man genau in die Höhe der aus dem Hinterthorental beschriebenen niedrigen Felsleisten in 1130 bis 1180 m zwischen Heiterwang und Lähn, welche unter die errechnete Höhe des präglazialen Talbodens und auch unter die Stufenmündungen der Seitentäler eingesenkt sind. Daraus erhellt, daß der interglaziale Talboden des Neidernachtales sich noch durch den größten Teil des Hinterthorentales nach Südosten erstreckte und daß schon damals bei Lähn die Talwasserscheide im Hinterthorentale herausgebildet war. Nach den Feststellungen im Loisachlängstale (S. 95) kommt diesem einheitlichen Talzuge das Alter der vorletzten Interglazialzeit zu.

Nachdem einmal die Wasserscheide im Planseelängstale ge-

fallen war, wurde es vom zentralalpinen Eise auch mit gleichsinnigem Gefälle durchströmt. Die Übertiefung des Loischälgtals wurde dabei ausschlaggebend: je mehr diese fortschritt, um so kräftiger erfolgte auch die Eintiefung des Planseetales. Zuletzt wurde im Bühlstadium, als ein Ast des Hinterthorengletschers, zwischen Eisströme der Eigenvergletscherung eingezwängt, nicht mehr über die Planseeschwelle hinausgelangte, bis zu dieser ein rund 50 m tiefes Zungenbecken nochmals in das Tal eingesenkt.

Es erhebt sich die Frage, wo die ursprünglichen Grenzen des Plansees lagen, zumal schon F e l s (a. a. O., s. o.) darauf hingewiesen hat, daß vor der Zerschneidung einer 15 m hohen Felschwelle durch den Archbach am Ausgang des Sees dessen Spiegel um den entsprechenden Betrag höher gespannt war als heute. Die Zuschüttungen junger Entstehung, welche vom Erzbach aus zur Verlandung des ursprünglichen Ostendes des Sees, bei der Seespitz zur Abschnürung des Kleinen Plansees und vom Pitzenbach aus zur Trennung des Plansees und Heiterwangersees geführt haben, können dabei füglich außer acht bleiben. Schwieriger wird die Begrenzung nach Westen. Denn nach Abzug des Grundbachtaltes kommt man gleich an die Endmoränen von Heiterwang. Andererseits ist keinerlei Anhaltspunkt dafür gegeben, daß sich die Felssohle des Sees nicht gleichmäßig unter den mächtigen Aufschüttungen des Hinterthorales noch ein Stück weit in dieses hinein fortsetzt. F e l s hat denn auch die Meinung geäußert, der See habe ursprünglich ein Stück weit ins Hinterthorale hineingereicht, und die Moränen von Heiterwang seien einem neuerlichen kleinen Gletschervorstoß zuzuschreiben. Ein Beweis für eine solche interstadiale Schwankung zwischen dem Bühl- und dem Krünnstadium liegt nicht vor, ja nach den Verhältnissen im Isartale ist eher anzunehmen, daß das Krünnstadium lediglich einen — vielleicht nicht einmal sehr langen — Halt während des gleichmäßigen Gletscherrückganges seit dem Bühlstadium darstellt. Die Ansicht, ein Gletscherhalt unmittelbar am Rande des Sees müßte eine viel weitergehende Zuschüttung desselben zur Folge gehabt haben, als sie tatsächlich eingetreten ist, ist kein triftiger Gegengrund; fast 100 m ragen die Endmoränen von Heiterwang über den steil abfallenden Seegrund auf, im unbewegten Seewasser mußte sich zunächst ein Delta von den Moränen aus in den See hineinbauen, und es ist nichts dar-

über bekannt, ob nicht die tieferen Teile des um 1 km von den Endmoränen aus in den See vorgeschobenen Grundbachtals aus solchen Stadialschottern bestehen, zumal der heutige Grundbach bei der Unregelmäßigkeit seiner Wasserführung kaum imstande sein dürfte, das Delta in meßbarer Zeit nennenswert weiter vorzuschieben. Es kann also die Ansicht vertreten werden, daß der Plansee, nachdem sich das Eis des Bühlstadiums von der Planseeschwelle zurückgezogen hatte, zunächst als Eissee vor dem Gletscherende entstand und erst nach dem Krünnstadium den Zusammenhang mit der Talvergletscherung verlor.

Das Ergebnis der diluvialen Talverlegungen im Gebiete des Plansees und des Hinterthorentales besteht vor allem darin, daß die Wasserscheide, welche in präglazialer Zeit in unmittelbarer Nähe des Lechs wie des Neidernach-Loisach-Haupttales verlief, nunmehr von beiden erheblich weit wegverlegt wurde. Am größten ist die Ausdehnung des Lechgebietes, dem nun das ganze Planseetal und der größere Teil des Hinterthorentales und ferner das Erzbachtal bis nach Ammerwald angehört. Das Loisachgebiet hat sich erst in postglazialer Zeit durch den Fernpaßbergsturz auf Kosten des Inns ausgebreitet. Die Erscheinung, daß sich während des Diluviums eine allgemeine Verschiebung der Wasserscheiden von Westen nach Osten in dem hier untersuchten Gebiet vollzogen hat, wiederholt sich auch in diesem Falle.

3. Das Becken von Reutte und der Lechaustritt

Wenn nun noch mit einigen wenigen Worten auf einen Teil des Lechtales eingegangen wird, welcher eigentlich außerhalb des hier zu untersuchenden Gebietes liegt, so geschieht es vor allem, weil auch hier durch Müller (56) Vorarbeit geleistet ist, welche aus irrigen Voraussetzungen weitreichende Schlußfolgerungen zog, an denen nicht mit Stillschweigen vorübergegangen werden kann,

Es sei aber ausdrücklich betont, daß eine erschöpfende Beschreibung dieser Gegend wie der bisher untersuchten nicht in Frage kommen kann; zum Verständnis zahlreicher Einzelheiten des Lechtales ist die Kenntnis weit nach Westen ausgreifender Nachbargebiete erforderlich, was hier viel zu weit führen würde. Nur einige Hauptpunkte seien besonders aus demjenigen Teil der Gegend von Reutte, welcher an das Gebiet des Plansees und des Hinterthorentales angrenzt, hervorgehoben.

A m p f e r e r (14) hat nachgewiesen, daß auch das Lechtal bei Reutte schon vor der letzten Interglazialzeit in mindestens dem heutigen Umfange eingetieft gewesen ist. Während dieser Interglazialzeit erfolgte seine Zuschüttung durch kalkalpine Schotter, welche heute zu einer festen, gut verkitteten Nagelfluh verfestigt sind und am Urisee, auf dem Stegerberg und östlich von Krekelmoos eine Oberflächenhöhe von 900 bis 1000 m erreichen. Als Gipfel des Stegerberges liegen sie in geringer Mächtigkeit auf dem Anstehenden, in der Umgebung des Urisees reichen sie bis unter die heutige Aufschüttungsaue des Lechtales herab. Ihre größte Höhe von 1040 m erreichen sie am Westhang des Tauernberges bei Krekelmoos. Schon A m p f e r e r hat darauf hingewiesen, daß bei solcher Höhe die Schotter bis weit ins Planseetal reichen mußten, da der Planseespiegel selbst bei seiner früheren größeren Höhe noch um 50 m tiefer lag. Tatsächlich kommen aber schon im ganzen Archbachtale keinerlei Reste dieser interglazialen Nagelfluh vor. A m p f e r e r hat daraus den falschen Schluß gezogen, daß die Nagelfluh ursprünglich auch das ganze Archbach- und Planseetal erfüllt habe und seither wieder beseitigt worden sei. In Wirklichkeit ist aber nicht eine solche Talausfüllung in unwahrscheinlich restlosem Umfange wieder beseitigt worden, sondern zur Zeit der Ablagerung jener Nagelfluh bestand noch die gegen 1200 m hohe Wasserscheide unterhalb des heutigen Kleinen Plansees, die interglazialen Schotter konnten also gar nicht in das Planseetal gelangen. Die Anzapfung des Planseetales durch den Archbach konnte also nicht von der vor der letzten Interglazialzeit geschaffenen Über-tiefung des Lechtales ausgehen, sondern erst von der Eintiefung des Beckens von Reutte in die interglaziale Zuschüttung durch die letzte Eiszeit; da aber andererseits das enge Tal, wie angegeben, alle Anzeichen glazialer Überarbeitung an sich trägt, das Eis also nochmals nach erfolgter Anzapfung sich hier ausbreitete, so kann diese Anzapfung nur der Achenschwankung zwischen der Würmeiszeit und dem Bühlstadium zugerechnet werden.

Mächtige Moränen breiten sich auf der Ostseite des Beckens von Reutte aus. Sie führen kristallines Material, erweisen somit ihre Zugehörigkeit zum Hinterthorentalgletscher. Der Ausgang des Archbachtals wird ganz von ihnen erfüllt und verstopft, der Bach hat nun rechts davon eine epigenetische Schlucht in die anstehenden Raibler Kalke eingeschnitten; die ursprüngliche Mün-

dung des Archbaches ins Lechtal erfolgte südlich des Stegerberges. Man könnte an Ufermoränen denken, doch steht dem zunächst die Vereinzelnung der Vorkommnisse entgegen. Die moränenartige Oberfläche in der Umgebung von Krekelloos besteht aus Anstehendem, weichen Raibler Gipsen, welche deutlich durch das Eis ihre jetzige unruhige und unregelmäßige Oberfläche erhalten haben.

Die Hauptfrage in diesem ganzen Gebiete dreht sich aber um die Lage der präglazialen Talsohle. Müller hat eine Aufnahme aus der Höhe wiedergegeben, um die stufenförmige Mündung des Hinterthorentales in das Lechtal zu veranschaulichen. Wie sehr diese Darstellung den tatsächlichen Verhältnissen widerspricht, ergibt sich aus den Ausführungen im vorigen Abschnitt von selbst. 1300 m hoch ragt der Schlögel-Schloßbergzug auf, nur der schmale Durchlaß der Ehrenberger Klause ist bis auf 1000 m darin eingeschnitten; dagegen liegt die präglaziale Lechtalsole an der Mündung des Rotlechtales nach Müllers eigenen, durchaus zutreffenden Angaben in etwa 1050 m. Andererseits zieht Müller den Stuibefall im Archbachtal heran, um durch dessen zu tiefe Lage eine tektonisch bedingte Einbiegung des präglazialen Talbodens in dieser Gegend nachzuweisen. Man braucht nur etwa auf dem Stegerberg bei Reutte zu stehen, um zu erkennen, daß dies ganz unzulässig ist. Hier hat man zwei Talausgänge unmittelbar nebeneinander vor sich: links das Tal des Zwieselbaches, über dessen tief und scharf eingerissener Mündungsschlucht noch deutlich der ältere Talboden in etwa 1030 m zu erkennen ist, rechts dagegen den breiten und in unverkennbarer Weise glazial ausgestalteten Durchlaß zum Plansee, an dessen Grunde die engere Schlucht des Archbachtals gar nicht zu sehen ist. Daß das Tal des Archbaches einen glazial ausgestalteten Durchbruch darstellt, ist im vorigen Abschnitt dargelegt worden; die Kante des Stuibefalles liegt in rund 950 m, tief in das ursprüngliche Tal eingesenkt. Das Archbachtal muß also für die Bestimmung der präglazialen Talsole im Lechtale bei Reutte ganz ausscheiden.

Nun ist es allerdings bei dem wirren Durcheinander verschiedenartigster Formengruppen in der Umgebung des Lechaustrittes schwierig, den präglazialen Talboden wiederzuerkennen. Die von Müller angewandte Art, hierzu niedrige Aufragungen zu verwenden, welche mitten im Stromstrich des Eises lagen, ist mindestens sehr unsicher. Man kann mit dem gleichen Recht

den deutlich gestuften Sporn östlich der Gehrenspitze, welcher nördlich von Hinterbichl 1030 m, im Frauenwald 1041 m aufragt, hierher rechnen. Der Inselberg am Roßschlägpaß hat noch 1056 m Höhe, ja selbst der Ranzen bei Vils bildet mit seiner breiten, 1000 bis 1025 m hohen Kuppe eine mindestens so auffallende Erscheinung wie die Terrassen in 950 m, welche Müller aus der Gegend von Reutte und Musau hervorhebt.

Dafür, daß der präglaziale Talboden in der Gegend von Reutte durch eine Einbiegung rückläufig oder wenigstens in seinem gleichmäßigen Gefällsverlauf gestört worden ist, liegen ganz und gar keine stichhaltigen Anhaltspunkte vor. Eine solche aber aus dem Verlauf der Gipfelhöhen ableiten zu wollen, geht vollends nicht an.

Nun hat Müller allerdings eine Tatsache überhaupt nicht erörtert, welche für die Beurteilung dieser ganzen Frage von ausschlaggebender Bedeutung ist. Schon v. Klebelsberg (48) hat darauf hingewiesen, daß nach der allgemeinen orographischen Entwicklung das heute durch eiszeitliche Endmoränen abgeschlossene und rückläufig entwässerte Vilstal als die ursprüngliche Fortsetzung des Lechtales nach Nordwesten hin zu gelten hat. Wenn aber das präglaziale Lechtal über Pfronten das Alpenvorland erreichte, dann sind alle künstlich errechneten und gezeichneten tektonischen Ein- und Aufbiegungen des Alpenrandes und des angrenzenden Vorlandes hinfällig.

Damit soll nicht gelegnet werden, daß der von Müller hervorgehobenen Höhenlage von 950 m vom Kniepaß bis zum Lechdurchbruch eine besondere Bedeutung zukommt; den ungefähr gleichhohen Hügeln in der Nachbarschaft von Reutte ist dagegen wegen ihres Aufbaues aus besonders weichem Gestein keine große Beweiskraft zuzuerkennen. Diese Höhenlage kann aber sehr wohl erst im Laufe des Eiszeitalters herausgebildet worden sein, denn auch im Neidernach-Loisach-Längstale finden sich Reste eines aus einer älteren Interglazialzeit stammenden Talbodens in mäßiger Tiefe unter der präglazialen Sohle.

Müller bekämpft auch die Ansicht von v. Klebelsberg, daß die Deltaschotter an der Mündung des Achetales bei Pfronten auf einen postglazialen See von 890 m Spiegelhöhe zurückzuführen seien. Er erwähnt dabei nicht, daß eine Stauung des Lechtales zu mindestens 850 m erforderlich war, damit der Lech aus dem stark übertieften, breiten Alpentale ins Vorland überfließen

und die heutige Lechschlucht bei Füssen entstehen konnte. Der Mangel an Seeablagerungen darf in solchen Fällen, wo es sich um übertiefte Täler mit stark noch in jüngster Zeit aufgeschütteten Sohlen handelt, nicht wundernehmen. Das weite Becken von Reutte ist ein echter, durch Zuschüttung verlandeter Seeboden wie das Becken von Lermoos oder dasjenige von Garmisch-Partenkirchen, wo ja auch erst anlässlich der Bahnbauten der letzten Jahre ganz vereinzelte Vorkommnisse von Seekreide aufgeschlossen worden sind. Es ist durchaus möglich, daß entsprechend der Auffassung von v. Klebelsberg ein einheitlicher postglazialer Talsee das ganze Vils- und untere Lechtal von Kappel bis über Weißenbach hinauf erfüllt hat.

Es gibt aber noch eine andere Möglichkeit. Sie ist nur aus den Altersverhältnissen der in Frage kommenden Bildungen zu erkennen. Ein Blick auf die Kartenskizze des Lechgletschers bei Penck (64, S. 177) zeigt sofort, daß die mächtigen Endmoränen, welche das Vilstal verbauen und seine rückläufige Entwässerung verursacht haben, mehr als 30 km hinter dem Kranze der äußersten Jugendmoränen des Lechgletschers bei Kaufbeuren liegen. Sie sind aber nicht vereinzelte, sondern auch vor dem Lechaustritt werden die drei fingerförmig ins Vorland hinausgreifenden, teilweise verlandeten Becken des Hopfensees, Lechtales und Bannwaldsees von ausgesprochenen Endmoränenwällen auf Molasse Rücken abgeschlossen. Am Gebirgsrande bis nach Buching und Bayerniederhofen liegen solche Moränen tief, und der nach v. Klebelsberg (a. a. O.) bereits durch die Endmoränen der Hocheiszeit verbaute Ausgang des Halblechtales ist von ihnen abermals gesperrt, so daß dieser Fluß in enger Felschlucht seitlich ausbiegen muß. Weit hinter den Zungenbecken von Oberndorf und Stötten liegt hier am Gebirgsrande ein weiterer, bedeutender Gletscherhalt: es ist das Bühlstadium des Lechgletschers, welches durch die Endmoränen nördlich von Füssen und am ursprünglichen Ausgange des Vilstales dargestellt ist.

Nach dem Rückzuge des bühlstadialen Gletschers wurde das durch seine Moränen gespannte Gebiet eisfrei, und wie im Vorlande — wo noch heute stattliche Reste erhalten sind — bildete sich auch im Vilstale ein See. Noch aber war das Eis nicht ganz verschwunden. Im Krünnstadium wurde der Eisstrom des Hinter-

thorentales selbständig und gelangte nicht mehr über Heiterwang hinaus. Der zum großen Teile aus dem Eise der mächtigen kalkalpinen Eigenvergletscherung im Westen zusammengesetzte Lechgletscher muß ebenfalls noch ziemlich weit sein breites Tal erfüllt haben. Nun ist hervorgehoben worden, daß der Ostrand des Beckens von Reutte durch mächtige Moränenmassen gekennzeichnet wird, welche den Gedanken an Ufermoränen nahelegen. Für die Endmoränen des Bühlstadiums haben sie, wenn man ihnen bei ihrer Vereinzelnung überhaupt Beweiskraft zuerkennen will, eine zu tiefe Lage. Sie stellen vielleicht eine Bildung des Krünnstadiums im Lechtale dar; das Becken von Reutte hätte dann als zugehöriges Zungenbecken zu gelten. Daß sie noch kristallines Material enthalten, ist nicht wunderbar; denn zur Zeit des Krünnstadiums war die Schneegrenze noch nicht tief unter diejenige des Bühlstadiums gesunken, vermutlich konnte noch über das Hahntennjoch, vielleicht auch noch durch das Tegestal zentralalpines Eis zum Lechgletscher gelangen. Das Zungenende des krünnstadialen Lechgletschers wäre dann am Roßschläg- und Kniepaß zu suchen, und es ist nicht undenkbar, daß diese beiden engen Durchlässe überhaupt erst vor oder an der Gletscherzunge des Krünnstadiums entstanden sind. Es ist bezeichnend, wie im Lechtal zwischen Pflach und Vils zwei Talauen nebeneinander herlaufen, von denen diejenige an der rechten Talseite, welche jetzt vom Lech benutzt wird, viel enger ist als die linke: hier lag offenbar an der linken Seite des Tales das ursprüngliche, noch postglaziale Lechtal, und erst bei fortschreitender Eintiefung der Lechschlucht bei Füssen wurde der Fluß zu dieser hin und an die rechte Talseite gezogen. So liegen die alten, linksseitigen Talstrecken jetzt trocken und werden am Roßschlägpaß durch den Schuttkegel des Reintales, im Ranzental durch denjenigen des Hundsarschbaches weitgehend zugeschüttet. Daß bei der starken Schuttfortführung im Zusammenhange mit der fortschreitenden Eintiefung des Lechdurchbruches etwaige geringe Reste von Moränen des Zungenendes am Roßschläg- und Kniepaß beseitigt worden sind, erscheint durchaus im Bereiche der Möglichkeit gelegen.

Es wird also angenommen, daß das Becken von Reutte dem Krünnstadium des Lechgletschers entspricht. Dann aber hat der Vilser Talsee nicht über den Roßschläg- und Kniepaß talaufwärts gereicht. Die Stauung durch

die Vilstaler Endmoränen bewirkte ein Überfließen des Lechs nach dem Vorlande bei Füssen schon zu einer Zeit, als bei Pflach noch das Gletscherende des Krünnstadiums lag. Als das Becken von Reutte eisfrei wurde, konnte der Durchbruch bei Füssen schon so weit gediehen sein, daß der durch die Bühlmoränen gespannte Vilstaler See bereits zum großen Teile abgelaufen war. Für einen Zusammenhang zwischen ihm und dem See von Reutte gibt es — darin muß Müller beigepflichtet werden — keinerlei Anhaltspunkte. Was die Spiegelhöhe des eigentlichen Talsces im Becken von Reutte betrifft, welcher nach dem Rückzuge des Eises des Krünnstadiums entstand, so ist dieselbe weder durch Ablagerungen noch durch Delta- oder ähnliche Bildungen zu bestimmen. Aus dem heutigen Formenbilde läßt sich nur ungefähr schließen, daß dieser See sich im wesentlichen auf das eigentliche Talbecken von Reutte beschränkt und kaum wesentlich über Hornberg in das eigentliche Lechtal hinaufgereicht haben dürfte.

In unmittelbarer Nähe des Lechaustritts bei Füssen erricht auch das Tal des Pöllatbaches das Alpenvorland. Hydrographisch den Tälern des Halblechs und der Halbbainmer ebenbürtig, ist es orographisch nur von ganz untergeordneter Bedeutung. In strenger Abhängigkeit von dem geologischen Aufbau wechseln im Innern dieses Tales Engen und Weitungen miteinander ab. Unterhalb des stark glazial überarbeiteten Passes am Ochsenängerle (vgl. S. 102) folgt eine Schlucht im Wettersteinkalk, dann in rund 1240 m eine geringe Talaue am Schmittenberge, hierauf eine neue Schlucht im Partnachkalke, dann eine längere Strecke geringeren Gefälles in rund 1150 m bis zu den Jagdhäusern in der Bleckenau, wo ein — auf Böses Karte (21) nicht eingetragener — Hauptdolomitriegel das Tal quert. Unterhalb der Bleckenau erfolgt in dem breit werdenden Tale ein steiler Absturz bis auf rund 1000 m; der ganze Talgrund und ein großer Teil der beiderseitigen Gehänge ist hier unter bergsturzartigem, sehr grobem und durchweg ortsnahem Schutt von großer Mächtigkeit begraben, so daß trotz der Steilheit des Gefälles auch im Bachbette selber das anstehende Gestein nirgends zum Vorschein kommt. — Zentralalpine Geschiebe kommen in dem ganzen Tale trotz der geringen Höhe des Passes am Ochsenängerle nirgends vor. Wohl aber ist es an den einzelnen Weitungen mehrfach mit kalkalpiner Grundmoräne ausgekleidet. Gut aufgeschlossen ist diese oberhalb der ersten Brücke des Sträßchens über den Pöllat-

bach an dessen rechtem Ufer, unmittelbar unterhalb des Steiges (verfallener Brückensteg) zur Hinteren Benna; ebenso an der letzten Brücke des Sträßchens, kurz ehe der Bach zur Schlucht von Neuschwanstein abbiegt, wo sie an beiden Ufern unter Schutt entblößt ist, und dann auch kurz talabwärts an der westlichen Straßenflanke, wo sie etwa 20 m hoch aufgeschlossen ist. Ebenso läßt sich dort, wo das von der Bleckenau herabkommende Sträßchen zum Deutenhausnerbach abbiegt, feststellen, daß solche kalkalpiné Grundmoräne auch das Liegende der gewaltigen Schuttmassen im Steilabfall unterhalb der Bleckenau bildet. Am Paß der Straße vom Pöllattal nach Hohenschwangau (985 m) läßt sich feststellen, daß diese Moränenmasse hier einen alten Talausgang verstopft, so daß also die berühmte Pöllatschlucht bei Neuschwanstein in gleicher Weise wie der Austritt von Halbammer und Halblech eine postglaziale epigenetische Neubildung darstellt. — Reste des präglazialen Talbodens sind in diesem Tale nicht sicher erkennbar. Über der Talweitung der Bleckenau mündet von Süden das karähnlich geweitete Rotmoos (1307 m) — von welchem ein niedriger Paß zur Bächalpe und zum Tale des Zwieselbaches hinüberleitet (vgl. S. 98) — mit einer tieferen Vorstufe in etwa 1240 m, etwa 80 bis 90 m über der heutigen Sohle des Pöllattales. Verbindet man diese Stufe mit dem Passe am Ochsenhänglerle und trägt dessen starker glazialer Überarbeitung Rechnung, so kann man für den Oberlauf des Pöllatbaches in der Präglazialzeit ein Gefälle von rund 10 % annehmen; die Verbindung dieses Gesimses mit der fast 1000 m hohen Mündungsstufe des Tales bei Neuschwanstein ergibt dagegen für den Unterlauf ein präglaziales Gefälle von etwas über 8 % — beides durchaus mögliche Werte. Diese Steilheit des präglazialen Talgefälles im Verein mit der Tatsache, daß hier bei Neuschwanstein, unmittelbar am Austritt des Lechgletschers aus dem Gebirge, noch mit einer nicht unerheblichen seitlichen Gehängeunterschneidung während des Eiszeitalters gerechnet werden kann, liefert auch die Erklärung für die ganz ungewöhnliche Höhe der Mündungsstufe des Pöllattales, welche das angrenzende Vorland in der Umgebung von Schwangau um rund 200 m überragt und um 100 m höher liegt als die Austritte von Halblech und Halbammer aus dem Gebirge, deren Mündungen von glazialer Wirkung nicht mehr nennenswert betroffen wurden (vgl. S. 113).

Es bleiben noch ein paar Fragen zu berühren, welche eigent-

lich das Alpenvorland betreffen, aber doch für die Erkenntnis der präglazialen Entwässerungsverhältnisse in diesem Teile der Kalkalpen von Wichtigkeit sind. Es wurde oben dargelegt, daß orographisch das Vilstal die Fortsetzung des Lechtales bildet, und nach Entfernung der Bühlmoränen würde auch heute noch der Lech über Vils hinaus nach Nesselwang und zur Wertach fließen. Nun wurde bei der Besprechung des Ammergaues gezeigt (S. 114), daß die präglaziale Entwässerung desselben am Alpenrande durch den Molasserücken des Schneidberges abgelenkt und zwischen Flysch und Molasse in westlicher Richtung geleitet wurde. Dieser Molassezug quert auch den weiten, trichterförmigen Ausgang des Lechtales. Er wird heute vom Lech bei Trauchgau durchbrochen. Es ist bemerkenswert, wie seine Höhe gerade in der Nachbarschaft des heutigen Lechdurchbruches sich erniedrigt; hier lag er eben mitten im Stromstrich des Lechgletschers. Der Illasberg erreicht nur 855 m, aber schon südwestlich von Roßhaupten gewinnt der Molassezug wieder Höhen von 1040 bis 1050 m. Der Schluß liegt nahe, auch die Erniedrigung des Illasberges der eiszeitlichen Abtragung zuzuschreiben — ihn zur Feststellung einer präglazialen Lechtalsole im Alpenvorlande zu verwenden, wie dies durch Müller geschehen ist, geht entschieden nicht an — und für die Präglazialzeit diesem ganzen Molassezug eine einheitliche Höhenentwicklung von über 1000 m zuzuerkennen. Dann war es aber dem Abfluß des Ammergaues nicht möglich, ihn zu überfließen, dieser mußte vielmehr auch weiterhin seinem Innenrande folgen. Ein breiter, trotz diluvialer Aufschüttung nur wenig über 800 m hoher Durchlaß liegt erst bei Enzenstetten. Erst in der Gegend von Nesselwang vereinigte sich der präglaziale Abfluß des Ammergaues mit dem Lech. Wie der weitere Verlauf des Lechtales zu denken ist, bleibt eine offene Frage. Weist etwa die ausgesprochene nordwestliche Erstreckung des präglazialen Leches nach einer alten Hauptsammelader, welche noch westlich der Iller gelegen war und nach N u ß b a u m (57), H e i m (43, S. 346) u. a. die präglaziale Fortsetzung des Alpenrheines zur Donau hin bildete?

Ferner ist nicht zu vergessen, daß noch am Halblech Anhaltspunkte für die Annahme einer diluvialen Hebung des Alpenrandes um mindestens 100 m gefunden wurden (S. 113). Eine solche Hebung hat, wie der Ausgang des Pöllattaales beweist (s. o.), auch die Umgebung von Füssen betroffen. Es ist sehr

wohl denkbar, daß im Anschluß hieran vom Alpenrande her kleine Talzüge sich rückwärts durch die Wettersteinkalkkrippe des Falkensteinzuges bis ins Lechtal hinein einschnitten, wie solches auch in der Umgebung der Ehrenberger Klause, hier allerdings infolge der Übertiefung des Lechtales, eingetreten ist. Nachträglich wurden diese Einschnitte dann vom Eise wieder überarbeitet, und es kam so zur Herausbildung der eigenartigen Höhenlage von 950 m in der Umgebung des Füssener Lechdurchbruches, auf welche Müller (a. a. O., s. o.) mit Recht nachdrücklich hingewiesen hat. Auch das würde die schon oben geäußerte Ansicht bestätigen, daß es sich bei dieser Höhenlage keineswegs um Reste des präglazialen Talbodens handelt, sondern um solche einer in diesen eingesenkten Talsohle, welche einer älteren Interglazialzeit entstammt. Daß für diesen interglazialen Talboden in der Gegend von Reutte in ganz derselben Weise wie für den gleichaltrigen Boden bei Garmisch kein Gefälle festzustellen ist, ist besonders zu beachten, kann aber auch hier nicht weiter erklärt werden.

Diese kurzen Andeutungen mögen genügen, um das in den östlich an das Lechtal anschließenden Gebirgstteilen gewonnene Bild so weit abzurunden, daß auch hier die Verbindung mit dem Alpenvorlande gewonnen ist. Um hier Vollständigkeit zu erreichen, müßten noch zahlreiche Einzelheiten angeführt werden, welche über die hier in Frage stehenden Probleme weit hinausführen würden. Gerade die Umgebung der Stelle, wo der Lech in enger Schlucht das Gebirge verläßt, bietet eine Fülle von Erscheinungen, welche für das Verständnis der Talgeschichte des Lechs selber von größter Tragweite sind. Leider hat sich Müller die Lösung dieser schönen Aufgabe entgehen lassen. Es muß zukünftiger Forschung vorbehalten bleiben, auch hier das Dunkel der verwirrenden Fülle mannigfaltigster Erscheinungen durch sorgfältige Wertung aller Einzelheiten aufzuhellen.

III. Der Werdegang des heutigen Formenschatzes seit der PrÄglazialzeit

a) Die präglazialen Täler

In dem hier untersuchten Gebiete haben sich für die Haupttäler überall Anhaltspunkte zur Wiederherstellung der präglazialen Verhältnisse geboten. Diese wichen in mehrfacher Hinsicht erheblich von den heutigen ab. Vielseitig sind die Wechselwirkungen, aus denen schließlich das heutige Landschaftsbild hervorging.

Die großen Haupttäler waren in der PrÄglazialzeit schon groÙenteils fast im gleichen Umfange entwickelt wie jetzt. Außerordentlich gleichmäßig war ihr Gefälle, von keiner Stufe gesteigert und auch nirgends etwa durch Schwellen härteren Gesteines oder andere Widerstände herabgemindert. Gleichsohlig mündeten alle Zuflüsse. Die Breite der Talaue setzt erhebliche Mäanderbildung der vermutlich schwach aufschüttenden Gewässer voraus.

Und doch entsprach das allgemeine Landschaftsbild ganz und gar nicht etwa der landläufigen Vorstellung eines Mittelgebirges. Wohl waren im Dolomitgebiet die Kämme gerundet und die Hänge gleichmäßig geböschet. Aber steil und schroff ragten wie heute schon damals die aus Wettersteinkalk gebildeten Hochstöcke auf. Unter Abrechnung der jetzt in ihnen vorhandenen Kare erhält man vielleicht gelegentlich ein klotzigeres Bild, als es die heutigen scharfen Grate und Kämme gewähren. Aber der Absturz der Zugspitze über Lermoos oder die gewaltigen Felsmauern der Wettersteinwände waren damals nicht weniger jäh und wild als heute. Wenn man aus dem Hinterthorental über die Wasserscheide von Lahn hinweg, also ohne das tiefe Becken von Lermoos zu sehen, die Zugspitzgruppe betrachtet, dann wird man alles andere eher als den Eindruck eines Mittelgebirges erhalten. Und doch entspricht gerade dieser Anblick ziemlich unverändert dem präglazialen Landschaftsbilde. Ungemein steil waren auch die aus diesen Hochstöcken hervortretenden, wenn auch gleichsohlig in das Haupttal einmündenden Täler; für das Höllental wurde ein präglazialer Gefällswert von 15 ‰ ermittelt.¹⁾

1) Ähnliche Auffassung hat jüngst auch Penck in einer kurzen, überwiegend theoretischen Erörterung über „Die Gipfelflur der Alpen“ geäußert (Sitzber. Preuß. Akad. Wiss. Berlin XVII, 1919, S. 256ff.).

Aber auch in dem Verhältnis der einzelnen Tälsysteme zu einander sind mehrere auffallende Züge zu beobachten. Besonders eigenartig war der Verlauf der präglazialen Wasserscheiden.

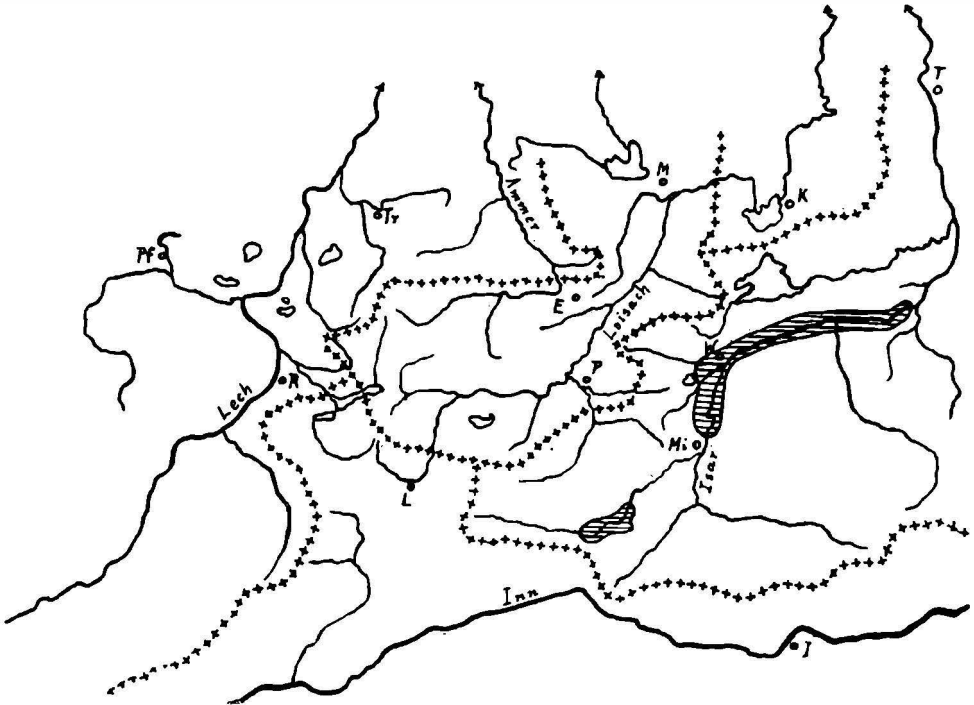


Fig. 14. Heutiges Gewässernetz und präglaziale Wasserscheiden.

Schraffiert: Interglaziale Tälseens.

Abkürzungen: E = Ettal, I = Innsbruck, K = Kochel, L = Lermoos, M = Murnau, Mi = Mittenwald, P = Partenkirchen, Pf = Pfronten, R = Reutte, T = Tölz, Tr = Trauchgau.

Maßstab 1 : 750 000.

Die Wasserscheide der Isar begann wie heute als Talwasserscheide in den Taltorsi des Seefelder Passes, bei Mösern, im Kellental und am oder über dem Katzenloch, folgte dem Mieminger Hauptkamm bis zu den Hohen Griesspitzen und querte das Gaisital bei der Talwasserscheide des Negelsees. Dann aber verlief sie weiter nach Norden bis zur Zugspitze, bog hierauf nach Osten ab und folgte dem Hochkamm des Wettersteingebirges über die Höllentalspitzen, die Alpspitze, das Kreuzeck und Kreuzjoch, querte das heutige Partnachtal bei Vordergraseck, verlief über den niedrigen Wamberger Wald, querte das heutige Kankerbach-

tal bei Wamberg, erreichte beim Gschwandtnerbauern die Krottenkopfgruppe und folgte nun dieser wie heute bis zum Kesselberg und weiter der Benediktenwandgruppe bis ins Alpenvorland.

Die Wasserscheide der Loisach entsprach derjenigen der Isar erst von der Zugspitze an über die Krottenkopfgruppe bis zur niedrigen Wasserscheide der Eschenlaine; von hier aus erreichte sie über den Hochkamm der Heimgartengruppe das Vorland. Von der Zugspitze an folgte sie den Thörlnen, wo sie das heutige Loisachtal querte, dann dem Hochkamm des Daniel zum Blattberg und zum Faselberg bis zur Spießwand, wo sie das Planseetal querte, weiter zum Soldatenköpfl, quer über das heutige Tal des Zwieselbaches, über das Sauereck und den Dürrnberg zum Zundernkopf, wo das Quellgebiet des Haupttales lag. Von hier an verlief sie über den Schlagstein zum Altenberg, weiter zur Hochplatte und über den Kenzenpaß zum Feigenkopf und zur Klammspitze, dann über den langen Kamm des Dreisäulerkopfes und Pürschlings zum Brunberg, querte das heutige Ammertal am Tödtenbühel, stieg zum Laberberg hinan und erreichte über den Aufacker und das Hörnle das Alpenvorland.

Die Wasserscheide des Lechs lag größtentheils ganz nahe an dessen Ostufer. Sie kam vom Rothenstein über Berwang und den Thaneller zum Schloß- und Schlögelberg, querte das heutige Archbachtal unterhalb des Kleinen Plansees, erreichte über den Zwieselberg am Soldatenköpfl die Wasserscheide der Loisach und folgte dieser bis zum Zundernkopf, um von hier über den Säuling und Schwarzenberg und den langen Kamm des Falkensteinzuges erst jenseits der Gegend von Pfronten in das Alpenvorland, an dessen Rande sie vom Schwarzenberg an verlief, auszumünden.

Die Wasserscheide des Inns griff gegenüber den heutigen Verhältnissen weit nach Norden aus. Sie folgte der Wasserscheide des Lechs vom Rothenstein bis zum Soldatenköpfl, dann derjenigen der Loisach von der Spießwand bis zur Zugspitze und fiel von hier an mit der Wasserscheide der Isar zusammen.

Im Gegensatz zu heute waren zwischen diese größeren Flußgebiete mehrere kleinere eingeschaltet, welche erst im Vorlande sich mit den Hauptflüssen vereinigten. So war die Umrahmung des Kochelsees bis zum Kesselberg ein hydrographisch selbständiges Gebiet. Dasselbe gilt von dem ursprünglichen Gewässer des Ammergauts, dessen Quellen am Ursprung der heutigen Großen Laine lagen und welches erst weit im Westen den Lech

erreichte; man kann es mit den Gebieten der Halbbammer und des Halblechs wie auch des Kesselgrabens und des Pöllatbaches als eine hydrographische Einheit betrachten, welche zwischen das eigentliche Talgebiet des Leches und dasjenige der Loisach am Alpenrande eingeschaltet war.

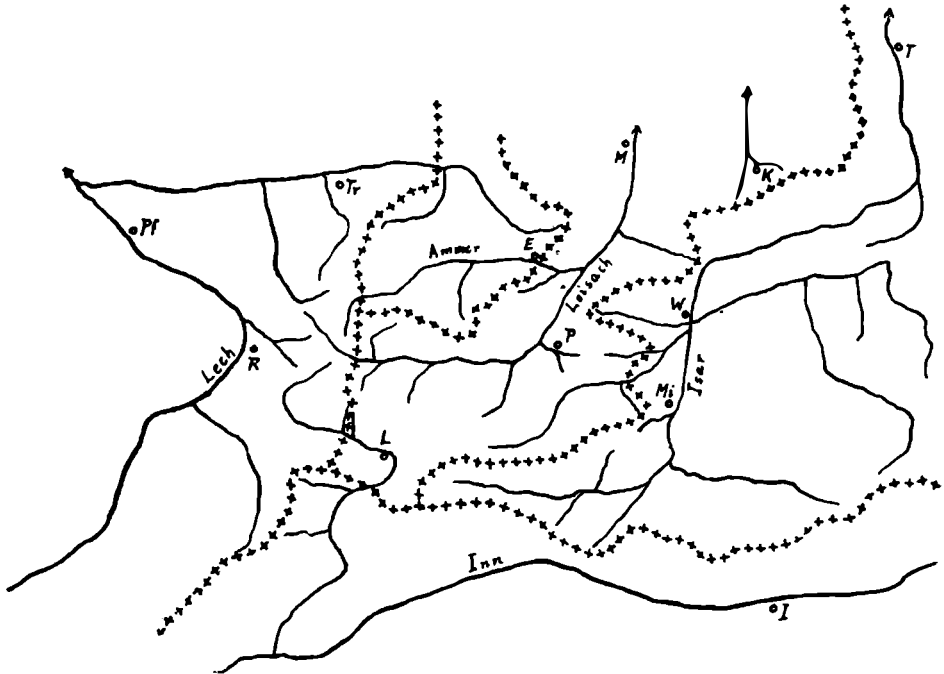


Fig. 15. Präglaziales Gewässernetz und heutige Wasserscheiden.
Abkürzungen usw. vgl. Fig. 14.

Das Auffälligste an diesen präglazialen Wasserscheiden ist ihre häufige und dann sehr stark hervortretende Asymmetrie. Dies gilt besonders von der Loisach und vom Lech. Die Wasserscheide der Loisach verlief von ihrem präglazialen Ursprung am Zundernkopf bis zu den Thörlnen und dann wieder in der Umgebung von Partenkirchen, endlich auch auf dem Hochkamm der Krottenkopfgruppe immer in nächster Nähe des Flusses, welcher auf den angegebenen Strecken in der Präglazialzeit keinen einzigen nennenswerten Zufluß von rechts erhielt. Das gleiche gilt von der rechten Seite des Lechs von der Rotlechmündung an bis zum präglazialen Austritt des Flusses ins Alpenvorland bei Pfron-

ten. Wo diese Asymmetrie bestand, da leiteten niedrige Wasserscheiden in benachbarte Flußgebiete hinüber: von der Loisach an der Spießwand zum Hinterthorental und bei Vordergraseck und Wamberg zum Isartal; vom Lech am Schlögel- und Schloßberg sowie am heutigen Kleinen Plansee zum Hinterthorental und Inngbiet, im heutigen Zwieselbachtal zum Loisachgebiet, vom Schwarzenberg an ins Alpenvorland. Die Gewässer, welche auf der Gegenseite solcher niedriger Wasserscheiden entsprangen, waren mehrfach durch recht geringes Gefälle schon in ihren Quellgebieten ausgezeichnet, wie dies besonders beim Hinterthorental in Erscheinung tritt, aber auch beim Gaistal und bei den Tälern in der Umgebung des Seefelder Passes vorkommt.

Andererseits waren die bestehenden höheren Wasserscheiden mitunter recht schroff, mit steilem Gefälle nahmen an ihnen die Gewässer ihren Anfang. Dies tritt besonders bei den heute von engen Schluchten durchbrochenen Wasserscheiden an den Thörlnen und am Zwergenberg hervor.

Sehr wesentlich ist die Tatsache, daß die eigentlichen Tal-torsi sowohl am Seefelder Paß wie im Gaistale und am Kesselberg schon zur Präglazialzeit bestanden. Hier gab es also schon präglaziale Talwasserscheiden von sehr ausgesprochener Deutlichkeit. Diejenigen der heutigen Talwasserscheiden, welche von jungen Aufschüttungen gebildet werden, waren durchweg zur Präglazialzeit noch nicht vorhanden und liegen vielmehr im Zuge einheitlicher präglazialer Talzüge; diejenigen, welche im anstehenden Gestein liegen, sind dagegen nur teilweise — wie die Wasserscheide zwischen Isar und Walchensee bei Wallgau, der von Moränen überhöhte Paß von Ettal usw. — erst im Diluvium entstanden.

Alle diese Tatsachen geben dem präglazialen Gewässernetz einen ausgesprochen unfertigen Ausdruck. Die präglazialen Täler zeigen wohl in ihrer lotrechten, nicht aber in ihrer wagerechten Entwicklung ein ausgeglichenes und einheitliches Bild. Deutlich tritt überall der Eindruck hervor, daß das präglaziale Gewässernetz eine Umwandlung aus älteren, anders gearteten Verhältnissen darstellt, welche noch nicht zum Abschluß gelangt war, als das Eiszeitalter hereinbrach.

Ausgedehnte Reste solcher älterer Formenbildungen treten überall hervor. Wiederholt ist von den ausgedehnten „Mittel-

gebirgen“ die Rede gewesen, welche sich in der Gegend des Seefelder Passes, im Längstale zwischen Garmisch und Mittenwald wie in dem ausgedehnten Längstalzug, der sich vom Walchensee bis in die Gegend von Tegernsee verfolgen läßt, in breiter Entwicklung zwischen die eigentlichen Hochstöcke der Kalkalpen einschalten. Nicht minder deutlich und ansehnlich entwickelt sind die breiten Hochflächenreste zwischen dem Ostende des Plansees und der Zugspitze. Es braucht nur darauf hingewiesen zu werden, daß diese Hochflächenreste bei den Thörln in unmittelbare Nachbarschaft zu dem breiten Garmischer „Mittelgebirge“ treten, dieses aber um durchschnittlich 300 m an Höhe übertreffen, um zu erkennen, daß auch die vorpräglaziale Talgeschichte nicht einheitlich und gleichmäßig vonstatten ging, sondern sich in mehrere getrennte Abschnitte gliedern läßt.

Die Fülle der Kleinformen, welche durch das Eiszeitalter erzeugt wurden, trübt leicht den Blick des Beobachters in dem Sinne, daß er dessen formengestaltende Bedeutung überschätzt. Erst wenn man alle Karc, Unterschneidungen, Stufenmündungen, Schutthalden, Moränenverbauungen usw. in ihrer Bedeutung richtig beurteilt und sie dann zur Wiederherstellung des präglazialen Landschaftsbildes ausschaltet, dann wird man dessen inne, daß das präglaziale Landschaftsbild nicht den Ausgangspunkt, sondern das unfertige, gewaltsam herbeigeführte Ende einer unendlich langen Entwicklung darstellt, gewissermaßen nur eine Augenblicksaufnahme in der Geschichte der Kalkalpen und ihrer Täler seit dem Abschluß der tektonischen Gebirgsbildung.

Bei dieser Auffassung bleibt freilich kein Raum für Vorstellungen wie jene von Penck (64, S. 293 f.) geäußerte, daß „das Tal des Fernpasses mit dem Hinterthoren-Plansee und dem oberen Ammertale zu einer großen Talflucht zusammenwächst, die in großen Windungen die nördlichen Kalkalpen quert. Sollte sie vielleicht den Überrest eines präglazialen Tales darstellen, das ursprünglich von einem Flusse der Zentralalpen durchmessen worden ist, dann durch Übertiefung seines Südendes teilweise alpeneinwärts tributär wurde, um schließlich infolge des Bergsturzes am Fernpasse wieder größtenteils nach Norden entwässert zu werden?“ (vgl. S. 29). Es ist nachgewiesen worden, daß schon

in der Präglazialzeit das Gurgltal nach Süden entwässerte, ja daß sein Einzugsgebiet bis zum Plansee, also erheblich weiter nach Norden reichte als noch zur Zeit vor dem Niederbruch des Fernpaßbergsturzes. Wenn je ein zentralalpiner Fluß über den Fernpaß und das Hinterthorental das Lechtal erreichte — denn zum Plansee- und Ammertal führte der Weg noch in der präglazialen Zeit über teilweise noch stattlichere Wasserscheiden —, dann geschah dies vor der eigentlichen Präglazialzeit, wie auch die Entstehung der Taltorsi am Seefelder Passe älterer Entstehung ist. Auch hier liegen also die größten Umwälzungen und schwersten Probleme vor der eigentlichen Präglazialzeit, eine Wirkung der eiszeitlichen Vergletscherung ist bei allen diesen Fragen vollständig ausgeschlossen.

b) Die eiszeitliche Vergletscherung

Auf die hocheiszeitlichen Gletscherstände ist absichtlich nicht näher eingegangen worden. Das prächtige Relief des Innegletschers im Alpinen Museum zu München (67) und die gleichzeitig entstandenen sorgfältigen Untersuchungen von v. Klebelsberg (48) bilden hier eine in jeder Hinsicht einwandfreie Grundlage mit nur ganz belanglosen Fehlerquellen. Erheblich weniger genau sind die Angaben von Müller (56) für das untere Lechtal, das Hinterthorental und den Plansee, aber auch seine Angaben werden von den tatsächlichen Verhältnissen nicht erheblich abweichen.

Viel mißlicher lagen die Verhältnisse für die Gletscherstadien des ausgehenden Eiszeitalters, denn hier war außer den bahnbrechenden und doch nach der Natur der Sache nur den Wegweisenden Mitteilungen von Penck (64, S. 337 ff.) keinerlei Vorarbeit geleistet. Hier beziehen sich die Untersuchungen von v. Klebelsberg (a. a. O.) nur auf die Karte und ihre Stadien in den randlichen Teilen des Gebirges.

Von Penck übernommen wurde das Bühlstadium des Loisach- und Ammergletschers. Abweichung besteht hinsichtlich des Beckens von Tölz. Es ist bei dessen Beschreibung eingehend dargelegt worden, warum und daß man es hier zweifellos mit echtem Bühlstadium zu tun hat (S. 49). Unerfindlich bleibt, warum Penck hier eine Ausnahme macht und die Endmoränen von Tölz zum „inneren Kranz“ der Jungmoränen, die liegende Seekreide darunter zur Laufenschwankung stellt. Gewiß ist hier

das Bühlstadium näher an die Hauptendmoränen herangeschoben als anderwärts — obschon der Unterschied gegenüber dem Ammertale nicht eben sehr groß ist —, aber es handelt sich auch um einen ganz unbedeutenden Ast des Isargletschers, welcher gewissermaßen nur noch dessen restliche Eismassen, welche nicht von den anderen Armen, besonders dem Walchensee-Kesselbergaste mitgeführt wurden, ins Vorland hinausbrachte. Zur Hochzeit strömte das Eis noch in voller Mächtigkeit, seiner ursprünglichen Stromrichtung folgend, über den Kesselberg unmittelbar nach Norden ab, und nur der kleine, bis zum Taubenberge vorstoßende Ast benutzte den Tiefenzug im Osten der Benediktenwand. Als dann die Schneegrenze hinaufrückte und damit die Eismächtigkeit erheblich abnahm, waren die Gletscher mehr an die vorgezeichneten Linien der bestehenden tiefen Täler gebunden, das Walchensee-Kesselberggebiet wirkte stauend, und so kam es, daß während des Bühlstadiums ein aus dem Karwendelgebirge gespeister Ast des Isargletschers bis Tölz vorzustößen vermochte, während der alte Kesselbergarm jetzt bei Jachenau stecken blieb. Deutlich tritt der Umstand hier in Erscheinung, daß bei dem Schwinden der von zentralalpinem Eise genährten großen Talgletscher die an sich noch recht stattliche Eigenvergletscherung der Kalkalpen sich mehr und mehr den bestehenden Hohlformen anpaßte und eben dort am weitesten reichte, wo der bequemste Weg lag. Dies tritt auch sonst hervor: durch die breite Pforte des Loisachtales erfolgte mit Hilfe der durch die Eigenvergletscherung des Wettersteingebirges gebotenen Verstärkung der weiteste Vorstoß bis nach Weilheim, ein Ast vermochte sogar noch über den niedrigen Paß von Ettal hinweg in den Ammergau einzudringen. Der vom Fernpaß kommende Gletscher des Hintertorrentales dagegen, welcher eine solche erhebliche Verstärkung durch die Eigenvergletscherung nicht erfuhr, blieb zwischen den Zungen des Neuweidbach- und des Schellbachgletschers am Ostende des Plansees stecken, erreichte im Haupttale allerdings noch den Lechgletscher und gelangte mit diesem noch bis ins Vorland bei Füssen. Der in fast genauer Fortsetzung der süd-nördlichen Fernpaßrichtung liegende Elmauast des Loisachgletschers gelangte gerade noch bis in das Ammerlängstal, wo er mit dem von Osten über Ettal kommenden Aste des Loisachgletschers zu einer anscheinend nur noch recht unansehnlichen Einheit verschmolz. Das Erzbachtal aber und die Umgebung von Ammerwald bis in

die Nähe von Linderhof blieb vom zentralalpinen Eise frei und war von kleinen Eisströmen der Eigenvergletscherung erfüllt. Eisfrei blieben während des Bühlstadiums erst der Kesselberg und ein kleines Talstück der Eschenlaine, die großen Täler waren durchweg, wenn auch nicht mehr ausschließlich von zentralalpinem Eise, vergletschert.

Das Krünnstadium, welches als offenbar nur kurz andauernder Gletscherhalt auf das Bühlstadium anscheinend in verhältnismäßig kurzem zeitlichem Abstände gefolgt ist und eine Höherückung der Schneegrenze gegenüber jenem um kaum 100 m verlangt, ist in allen Haupttälern deutlich ausgebildet. Auch hier reicht das Gletscherende im Loisachtal am weitesten, denn aus dem Wettersteingebirge erhielt der Talgletscher auch damals noch erheblichen Zufluß. Anders stand es im Karwendelgebirge, dessen Eigengletscher in den nördlichen Tälern stecken blieben und das Isartal nicht mehr erreichten. So wurde das ganze Isartal unterhalb von Wallgau, die Jachenau und das Walchenseegebiet eisfrei. Hinter den Bühlmoränen von Tölz aber blieb ein stattlicher Talsee gespannt. In dem breiten Längstalzug zwischen Garmisch und Mittenwald kamen sich Loisach- und Isareis damals noch recht nahe, verschmolzen aber nicht mehr. — Das Loisachlängstal war dagegen noch vollkommen vergletschert. Die Zunge seines Eisstromes war noch bis Eschenlohe vorgeschoben und endete hier an dem durch die Bühlmoränen gespannten Murnauer Talsee. Er konnte aber nicht mehr den Paß von Ettal überfließen, sondern baute auf ihm mächtige Ufermoränen auf. — Der Gletscherast des Hinterthorentales erhielt keinerlei Verstärkung mehr, und da er einen ansehnlichen Teil seines Weges bergauf zurücklegen mußte, so blieb er schon bei Heiterwang stecken. Die Ehrenberger Klause, das Planseelängstal und das ganze Gebiet der heutigen Ammer war eisfrei. Der Heiterwanger Gletscherast endete an dem durch Bühlmoränen gestauten Plansee. — Der Lechgletscher war fast ausschließlich auf den Zufluß der Eigenvergletscherung angewiesen. Er endete unterhalb von Pflach am Roßschläg- und Kniepaß und grenzte hier ebenfalls an einen durch Bühlmoränen gespannten Talsee, welcher das Vilstal bis über Pfronten hinaus erfüllte.

Hinter den Moränen des Krünnstadiums liegen die Endmoränen von Kainzenbad. Talaufwärts sind Reste dieses Stadiums noch in den Stirn- und Seitenmoränen der Verbauung der Friederau bei

Griesen vorhanden. Auch die merkwürdigen Moränenwälle bei Klais, denen der Wagenbruchsee seine Entstehung als Abdämnungsbecken verdankt, dürften jünger sein als das Krünnstadium. Im Wirrsal dieser Rückzugsbildungen läßt sich noch kein klares Bild gewinnen.

Im Gschnitzstadium waren alle großen Täler vollkommen eisfrei. Nur das Loisachtal bildete auch hier insofern eine Ausnahme, als der Gletscher des Höllentales über die heutige Klammstufe hinaus und vermutlich bis an den Haupttalrand reichte, während die Zunge des Reintalgletschers noch bis Ellmau und Vordergraseck vorstieß. Diese Gletscherenden bei Vordergraseck und Hammersbach grenzten wieder an einen davorliegenden, von den Moränen des nächstälteren Stadiums gespannten Talsee, welcher das ganze Werdenfelser Becken bis nach Eschenlohe hinab erfüllte. Im Zungenbecken des Krünnstadiums des Isargletschers dagegen entstand, durch jüngere Schotter abgedämmt, nur ein unbedeutender See, als dessen Rest der Barmsee zu gelten

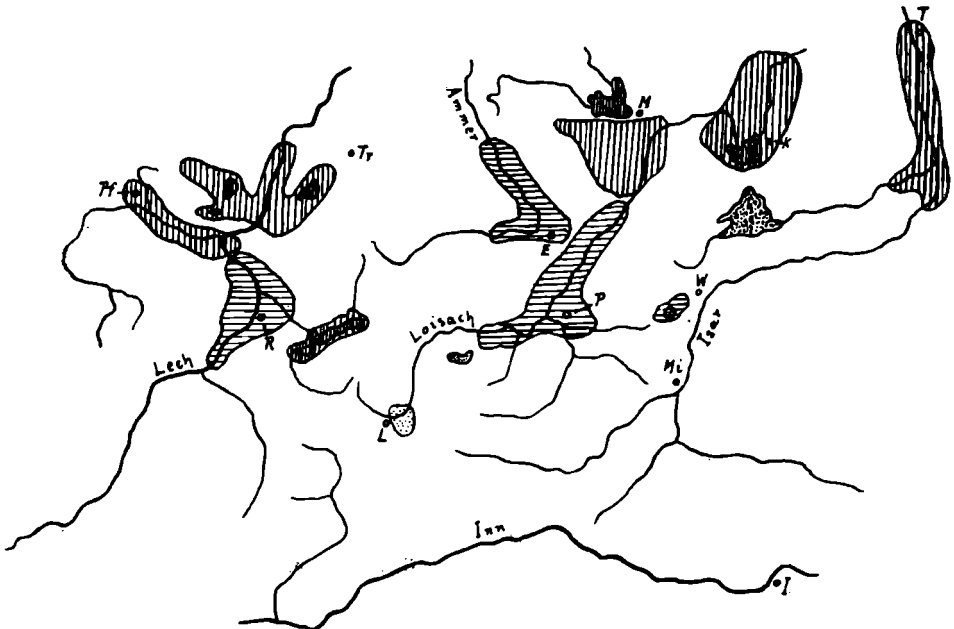


Fig. 16. Postglaziale Talseen. (Abkürzungen usw. vgl. Fig. 14.)
Senkrechte Schraffen: Stauung durch Moränen des Bühlstadiums;
wagerechte Schraffen: Stauung durch Moränen des Krünnstadiums;
punktiert: ohne unmittelbaren Zusammenhang mit der eiszeitlichen Vergletscherung.
(Heutige Seen dichter schraffiert und punktiert.)

hat. Hinter den Moränen des Krünnstadiums bei Heiterwang sind überhaupt keine Reste eines Sees erkennbar. Im Lechtal war nach dem Rückzug des Eises des Krünnstadiums das Becken von Reutte eine Zeitlang zu einem See gespannt, welcher aber, wie im Isartal, weit außerhalb der Gletscherenden des Gschnitzstadiums blieb.

Im Daunstadium war die Vergletscherung auf ein Mindestmaß herabgesunken. Aber auch zu dieser Zeit kam im Höllentale ein kleiner Talgletscher immerhin noch in beträchtliche Nähe des Loisachhaupttales.

Aus Vorstehendem ergibt sich, daß die Mehrzahl der Seen, welche einst das hier untersuchte Gebiet erfüllten, als echte Endseen innerhalb geschlossener Zungenbecken zu gelten hat. Dies gilt für das Bühlstadium vom Murnauer Moos und Kochelsee, vom Tölzer See wie vom Plansee und dem Vilstalsee samt dem im Vorland liegenden Füssener See, für das Krünnstadium vom Barmsee wie vom Werdenfelser See, Ammertalsee und Reutter See. Als Reste dieser glazialen Endseen sind der Weißensee, Hopfensee und Bannwaldsee bei Füssen, der Kochelsee und Barmsee und vor allem der noch fast in ursprünglichem Umfange erhaltene Plansee bis heute als besondere Zierden der alpinen Landschaft erhalten geblieben.

Die übrigen, hier noch nicht erwähnten Seen sind erst postglazial im engeren Sinne, d. h. sie stehen mit der eiszeitlichen Vergletscherung in gar keinem oder nur mittelbarem Zusammenhange. Letzteres gilt von allen den Seen, welche postglazialen Bergstürzen ihre Entstehung verdanken, denn deren Ursache war letzten Endes die starke seitliche Gehängeunterschneidung während des Eiszeitalters. Hierher gehört vor allem der erloschene Lermooser Talsee, dann aber auch die noch bestehenden Eibsee und Badersee bei Garmisch. Ganz für sich steht in seiner Bedeutung als gewaltiges postglaziales Einsturzbecken der Walchensee, in dessen Südteil ein eiszeitlich übertieftes Tal nachträglich ertrunken ist, während der Nordteil einen gewaltigen Einsturztrichter darstellt.

Alle diese teils erloschenen, teils noch heute bestehenden Seen haben der ganzen Landschaft ein außerordentlich bezeichnendes Gepräge aufgedrückt. Die mächtigen Moränenanhäufungen der Rückzugsstadien fügen weitere, sehr auffällige Züge hinzu. Und doch sind es eigentlich nur Kleinformen innerhalb

der großen Talzüge, welche aber so sehr im Vordergrund des Landschaftsbildes stehen, daß sie leicht als das bestimmende Moment in demselben aufgefaßt werden können.

c) Eisstromrichtung und Deckenschotterfrage

Die heutigen Täler des hier untersuchten Gebietes sind größtenteils mehr oder minder stark übertieft. Durch diese übertieften Täler ist das Eis der letzten Vergletscherung geströmt, wie es im Relief des Inngletschers im Münchener Alpinen Museum wie auf den Kartenskizzen von v. Klebelsberg und Müller (s. o. S. 146) dargestellt ist. Die heutige Übertiefung war mit ganz geringfügigen Ausnahmen bereits vor der letzten Interglazialzeit vollendet, wie durch die mächtigen interglazialen Aufschüttungen des Isar- und Lechtales bewiesen wird; ja im Loisachtale liegen Moränen der vorletzten Vergletscherung am Boden des vollkommen ausgetieften Tales. Gerade aber im Neidernach-Loisach-Längstale gibt ein älterer, jedoch in die präglaziale Talsohle eingesenkter Talboden davon Kunde, daß die Übertiefung nicht auf einmal, sondern in Absätzen erfolgte. Dieser interglaziale Talboden ist älter als die Rißeiszeit.

Bei Beginn des Eiszeitalters lagen die Verhältnisse wesentlich anders. Das aus dem Inntale nach Norden überfließende zentralalpine Eis stieß überall auf erhebliche Hindernisse. Geschlossen war die hohe und steile Schranke der Ehrwalder Thörlen wie der Thorsäulen am Zwergenberg, eine Felsschwelle querte an der Spießwand das heutige Planseetal, recht ansehnlich war auch die Höhe der präglazialen Wasserscheide in der Leutasch. Berücksichtigt man die wiederholt festgestellte Tatsache, daß das zentralalpine Eis bei seinem Vordringen in die zwischen den Kalkalpen klaffenden Lücken vielfach die Eismassen der Eigenvergletscherung unterschob, dann ergibt sich als einzige Pforte, wo zuerst zentralalpines Eis ungehindert die Kalkalpen bis zum Alpenvorland durchschreiten konnte, das enge Tor des Isartales bei Scharnitz. Bei Beginn des Eiszeitalters konnte das ganze Gebiet des Isar- und Loisachgletschers nur auf dem Wege durch die Porta Claudia zentralalpines Eis in nennenswertem Umfange aufnehmen, nur durch diesen schmalen Durchlaß gelangten kristalline Geschiebe in

die Moränen und Schotter des Alpenvorlandes. Dies ist von größter grundsätzlicher Bedeutung.

Denn das Verhalten des Deckenschotter im Vorlande des Isargletschers hat infolge seiner starken Abweichung von der Ausbildung sowohl des Hoch- wie des Niederterrassenschotter in demselben Gebiete wie auch des Deckenschotter der angrenzenden Nachbargebiete von jeher die besondere Aufmerksamkeit der Forscher erregt. Das fast völlige Zurücktreten der kristallinen Geschiebe wurde wiederholt als Beweis betrachtet, daß der Deckenschotter nicht fluvioglazialer, sondern schon präglazialer Entstehung sei. Andererseits hat P e n c k (64, S. 186) diese Verhältnisse folgendermaßen zu erklären versucht: „Es war im Isargebiete die Mindel-Vergletscherung nicht bloß erheblich kleiner als die beiden späteren, sondern fand auch unter anderen Umständen statt. Sie brachte kein oder nur sehr wenig zentralalpines Material auf das Vorland, wurde also nicht von so bedeutenden Zuflüssen von den Zentralalpen gespeist, wie die beiden jüngeren. Es können die großen Tore, durch welche der Inn-gletscher während der Riß- und der Würm-Eiszeit in das Isargebiet eindrang, zur Mindel-Eiszeit noch nicht so weit geöffnet gewesen sein wie später. Mit dem Mangel an zentralalpinem Zuflusse hängt wohl auch die geringe Größenentwicklung des Isargletschers während der Mindel-Eiszeit zusammen, er war damals — wie seine westlichen Nachbarn, der Lech- und der Illergletscher, auch später noch — im wesentlichen Kalkalpengletscher und übertraf sie nicht an Größe, wie nachher.“

Diese Auffassung von P e n c k entspricht durchaus den oben gewonnenen Ergebnissen. Daß unter den ursprünglich noch nicht geöffneten großen „Toren“ des Isargebietes von P e n c k vermutlich ebenso wie von A m p f e r e r (12) hauptsächlich das „Mittelgebirge“ in der Umgebung des Seefelder Passes verstanden wurde — A m p f e r e r sprach hier (a. a. O. S. 472 ff.) geradezu von der „Rumpffläche eines tief abgetragenen Faltengebirges“, welche im wesentlichen nur durch den eiszeitlichen Gletscherschurf entstanden sei —, ändert an der Richtigkeit des Grundgedankens nichts. Allerdings ist es nicht der Durchlaß des Seefelder Passes gewesen, welcher sich im Laufe des Eiszeitalters auftrat, denn er bildete schon im präglazialen Landschaftsbilde einen bezeichnenden Zug. Und noch viel weniger ist es etwa ein in ungeheuren Maßen wirkender Gletscherschurf gewesen, dem

die Beseitigung der ursprünglich bestehenden Hindernisse hauptsächlich zu verdanken ist.

Die Verhältnisse im Alpenvorlande lehren, daß die ursprünglichen Schranken fielen, ehe die Rißeiszeit eintrat. Denn ihre Ablagerungen sind reichlich erfüllt mit kristallinem Material, und ihre Endmoränen haben sich fast dreimal so weit wie diejenigen der vorangehenden Mindel-Eiszeit in das Alpenvorland hinausgeschoben. In die vorletzte Zwischeneiszeit fällt jener Umstand, welcher hauptsächlich zu dieser grundlegenden Umgestaltung im Einzugsgebiet des Isargletschers geführt hat.

Wiederholt hat sich feststellen lassen, daß kein Zusammenhang zwischen den präglazialen Talausgängen der Haupttäler und der Sohle des Deckenschotter im Alpenvorlande besteht. Der präglaziale Lech hat mit dem Deckenschotter seines heutigen Vorlandes überhaupt nichts zu tun, denn er floß vermutlich auch nach dem Austritt aus dem Gebirge in nordwestlicher Richtung zum präglazialen Alpenrhein. — Im Ausgang des Loisachtales sind keine eindeutigen Reste des präglazialen Talbodens mehr erhalten, also bleibt sein Gefälle und seine Verbindung mit dem Vorlande unsicher. P e n c k (64, S. 194) hat das Gefälle des präglazialen Loisachtalbodens zwischen Garmisch und Eschenlohe auch ins Vorland hinaus verlängert und durch Verknüpfung mit der Deckenschottersohle am Tischberg bei Eurasburg die Zusammengehörigkeit beider Bildungen zu erweisen versucht. Aber der Tischberg liegt fast 30 km nördlich des präglazialen Loisachtalausgangs aus dem Gebirge und außerdem so weit östlich, daß er kaum in den Bereich der präglazialen Loisach fallen dürfte. Ferner bildet die Molasse gerade bei Eurasburg auch heute noch Aufragungen, welche höher sind als die Deckenschottersohle am Tischberg. Diese Verhältnisse zeigen, daß den von P e n c k angeführten Umständen keineswegs die Beweiskraft zukommt, welche er ihnen beimißt. — Im Isartal endlich konnte der Nachweis erbracht werden, daß der ursprüngliche Zusammenhang der präglazialen Talsohle mit dem Alpenvorlande durch eine diluviale tektonische Störung im Sinne einer Hebung des Alpenrandes zerrissen worden ist. Diese Hebung erscheint gerade im Tölzer Becken dadurch in ihrer Wirkung am Gebirgsrande gesteigert, als das plötzliche Fehlen jeglichen Gefälles im Verlaufe des präglazialen Talbodens dartut, daß hier der weit vorgeschobene Teil des Gebirges eine richtige A u f b i e g u n g erfahren hat.

Dagegen läßt sich das Gefälle des präglazialen Talbodens im Loischtal bis mindestens Eschenlohe ganz gleichmäßig talauswärts verfolgen, und dasselbe gilt vom Ausgange des Lechtales, wo die von Müller (56) angenommene tektonische Einbiegung lediglich auf mißverständlicher Deutung des vorhandenen Formenschatzes beruht.

Diese diluviale Hebung um etwa 100 bis 150 m, deren Achse südlich der Benediktenwand und von hier aus westwärts immer in nächster Nähe des Alpenrandes verläuft, hat sich vom Tölzer Becken bis zur Mündung des Pöllatbaches verfolgen lassen. Sie darf daher als eine großräumige Bewegung aufgefaßt werden, von welcher der ganze hier in Frage kommende Teil des Gebirgsrandes betroffen wurde. Sie muß von weitreichendem Einflusse auf die Talgeschichte gewesen sein. Der Schutt der vorangegangenen Eiszeiten wurde aus den Tälern fortgeschafft, die Flüsse mußten sich einschneiden, und es wurde am Beispiel des Ammerdurchbruches aus dem Längstal des Linder Grieses in den Ammergau gezeigt, daß es in der Nähe des Gebirgsrandes infolge dieses Einschneidens der Flüsse zu einer interglazialen bedeutungsvollen Anzapfung kam: hier fiel eine Wasserscheide, welche zuvor ebenfalls dem aus dem Gebirgsinnern kommenden Eise den Zutritt ins Vorland wenn nicht ganz verwehrt, so doch erheblich erschwert hatte.

Es hat sich immer wieder gezeigt, daß die heutige Über tiefung der großen Täler mindestens schon zur Zeit der vorletzten Vergletscherung vollendet war. Andererseits ist im Neidernach-Loisach-Längstal ein nur wenig unter die präglaziale Talsohle eingesenkter Talboden in Resten erhalten, welcher älter sein muß als die große Talvertiefung. Vergleicht man hiermit einmal die Tatsache, daß infolge einer diluvialen Gebirgshebung eine starke und weit ins Innere des Gebirges hineingreifende Talvertiefung stattgefunden hat, andererseits aber auch die oben gewürdigten Verhältnisse zwischen den Ablagerungen der Mindel-Eiszeit und denjenigen der Rißeiszeit im Alpenvorlande, so ergibt sich aufs klarste, daß alle diese Erscheinungen in engsten inneren Wechselbeziehungen zueinander stehen. In der vorletzten Inter glazialzeit erfolgte eine Hebung des Gebirges um mindestens 100 m; die dadurch bewirkte Gefällssteigerung der Gewässer veranlaßte diese zu kräftiger Tieferlegung ihres Bettes, sie

verursachte in mehreren Fällen Anzapfungen über niedrige Wasserscheiden hinweg und führte so zu der allmählichen Beseitigung jener Hindernisse, welche zuvor den zentralalpinen Eismassen den Zutritt ins Isar- und Loisachgebiet in dem von der Rißeiszeit an vorhandenen Umfange verwehrt hatten.

Nicht die Gletscher haben hier die Hauptarbeit geleistet, das geht klar genug aus der Tatsache hervor, daß eine zweimalige Hocheiszeit den ursprünglichen Zustand nicht allzu erheblich umzugestalten vermochte. Die Gletscher blieben abhängig von dem Formenschatze, welchen sie vorfanden, und konnten sich erst voll und in größter Kraft entfalten, als interglaziale Flußerosion infolge tektonischer Vorgänge ihnen den Weg freigemacht hatte. Es wird im folgenden Abschnitt noch eingehend auf diese und andere, damit zusammenhängende wichtige Fragen einzugehen sein. Hier möge nur noch der Hinweis darauf erfolgen, daß ebendieselbe vorletzte oder „große“ Interglazialzeit auch in der Schweiz (vgl. Lit. Nr. 43, S. 270 ff.) wie in den Südalpen (vgl. Lit. Nr. 53) durch tektonische Vorgänge und eine damit zusammenhängende besondere Talentwicklung eine besondere Wichtigkeit besitzt.

Es ist klar, daß sich die Eisstromverhältnisse von Grund auf ändern mußten, sobald jene Wasserscheiden der Präglazialzeit gefallen waren. Der über den Fernpaß kommende Gletscher blieb ursprünglich im wesentlichen auf das Hinterthorental beschränkt. Der Seefelder Ast des Inngletschers dagegen fand bei seinem Eintritt in die Mittenwalder Gebirgsweitung das breite Garmischer Längstal nur von der Eigenvergletscherung des Wettersteingebirges erfüllt und konnte daher in großer Mächtigkeit hier nach Westen abströmen. So blieb nur noch ein geschwächter Teil des Isargletschers übrig, welchem der Weg nach Norden zum Kesselberg und Kochelseegebiet bei der geringen Eigenvergletscherung der Krottenkopf- und Heimgartengruppe verhältnismäßig frei stand, während weiter im Osten die starke Eigenvergletscherung des Karwendelgebirges in den Vordergrund trat. Da nun, wie oben ausgeführt, nur durch die Scharnitzer Pforte eigentlich zentralalpine Eismassen in nennenswerten Umfange gelangen konnten, so ist anzunehmen, daß in den älteren Eiszeiten

überhaupt kein zentralalpines Eis nach Tölz und zu diesem östlichen Aste des Isargletschers gelangte, sondern daß die wenigen überhaupt hereinkommenden Mengen und die von ihnen mitgeführten kristallinen Geschiebe auf den Loisachgletscher und den Kesselbergast des Isargletschers beschränkt blieben.

Anders gestalteten sich die Dinge, nachdem die ursprünglich vorhandenen Hindernisse an den Thörlen wie am Plansee und in der Leutasch überwunden waren. Am Plansee scheint dies schon zu einer Zeit der Fall gewesen zu sein, als erst der ältere interglaziale Talboden entwickelt war; wenigstens kann der Formenschatz des Hinterthorentales in diesem Sinne gedeutet werden. Dies blieb aber ohne großen Einfluß, denn der Planseeast des Hinterthorengletschers wurde durch die Eigenvergletscherung der Danielgruppe so erheblich verstärkt, daß die Bedeutung des zentralalpines Eises in ihm stark zurückgetreten sein dürfte; überdies führte der von ihm genährte Loisachgletscher ja an sich schon geringe Mengen zentralalpines Eises, welches über den Seefelder Paß gekommen war. Dagegen wurde mit der Entstehung der Durchbruchsschlucht an den Thörlen für den Fernpaßgletscher eine Bresche geöffnet, durch welche er in das Garmischer Längstal mit voller Kraft eindringen konnte. Als die Wasserscheide zwischen Zwergenberg und Altenberg fiel, konnte das Eis des Planseegletschers in das Gebiet der Ammer und nach Niederlegung der Wasserscheide am Töddenbühel auch in den Ammergau gelangen. Der Fernpaßgletscher drang nach Norden in die Elmau und durch diese ebenfalls in das Ammerlängstal ein. Dessen Abfluß wurde mehr und mehr der Ammergau, und die ursprünglich in westöstlicher Richtung durchflossene Talstrecke bei Ettal wurde schließlich von einem Aste des hochgeschwollenen Loisachgletschers in umgekehrter Richtung durchflossen. Ein harter Kampf der Strömungen fand im Längstale zwischen Garmisch und Mittenwald statt. Sowohl der vom Fernpaß her ins Loisachgebiet eindringende und durch die Eigenvergletscherung des Wettersteingebirges verstärkte zentralalpine Eisstrom als auch der nun auch durch die Leutasch vordringende Seefelder Gletscher, welcher durch die Eigenvergletscherung des Karwendelgebirges verstärkt wurde, drangen mit voller Kraft und in größter Mächtigkeit hier vor. Da aber das Längstal in der Strömungsrichtung des von den Thörlen kommenden Fernpaßgletschers lag, so gewann dieser anscheinend die Oberhand und

drängte den Seefelder Eisstrom nach rechts zur Seite, so daß sich dieser nun auch in dem ganzen breiten „Mittelgebirge“ zu beiden Seiten der Jachenau ausbreitete und zentralalpines Eis auch in das Tölzer Becken gelangte.

Daß manche der aufgefundenen Gletscherschliffe der vorstehenden Auffassung zu widersprechen scheinen, darf nicht wundernehmen: sie sind die letzten Zeugen des Eises und sicher größtenteils erst stadialen Alters.

Nach wie vor aber blieben die zentralalpinen Eismassen, wie schon P e n c k (64, S. 274) eindringlich dargelegt hat, durch die kalkalpinen Gebirgsstöcke in weitgehendem Maße gestaut. Das erst bewirkte ihre ungeheure Mächtigkeit. Dadurch aber, daß nach Niederlegung der ursprünglich vorhandenen Wasserscheiden überall freie Abflußgelegenheit geschaffen war, blieb es nicht bei der Stauung allein, sondern es gelangten auch ansehnliche Mengen zentralalpines Eises samt ihren Schuttmassen quer durch die Kalkalpen und ihre mächtige Eigenvergletscherung hinweg bis in das Alpenvorland.

Das eben bedingt die Eigenart nicht nur des Isar- und Loisachvorlandes, sondern auch des hier untersuchten Gebietes. Nicht nur die großen, schon zur Präglazialzeit vorhandenen Durchlässe des Seefelder und Fernpasses, sondern in gleich hohem Maße auch die zahlreichen mehr oder minder niedrigen präglazialen Wasserscheiden innerhalb des Gebietes selber, welche infolge ihrer geringen Höhenentwicklung ihre Niederlegung während des Eiszeitalters überhaupt erst ermöglichten, sind die Voraussetzung für die eigenartige Entwicklung der eiszeitlichen Vergletscherung. Es sind gerade jene Züge in dem präglazialen Talnetze, welche demselben ein so ausgesprochen unfertiges Gepräge verliehen, denen diese bezeichnenden Züge in der Entwicklung der eiszeitlichen Vergletscherung zu verdanken sind. Auch hier führen also die eigentlichen Kernfragen und die schwerwiegendsten Probleme weit über die Präglazialzeit und alle Möglichkeit diluvialer Gletscherwirkung hinaus in die Zeiten des jüngsten Tertiärs und dessen talgeschichtliche Vorgänge.

Endlich sei nur kurz darauf hingewiesen, daß die Verhältnisse der beiden älteren Eiszeiten, als Isar- und Loisachgletscher in viel höherem Maße als später reine Kalkalpengletscher waren, sich während des Bühlstadiums annähernd wiederholt haben. Hier trat zuerst wieder die Rolle des zentralalpines Eises in den

Hintergrund, die Eigenvergletscherung wurde in hohem Grade ausschlaggebend. Dort, wo während des ganzen Diluviums die Bedeutung des zentralalpinen Eises geringer blieb und andererseits mächtige Eigengletscher den Kalkalpentälern selbst entströmten, nämlich im Bereiche des Tölzer Astes des Isargletschers, ist daher der Unterschied in dem Ausmaße der Vergletscherung sowohl zwischen den beiden ersten und den beiden letzten Eiszeiten als auch zwischen der letzten Eiszeit und der ersten Hauptstillstandslage des schwindenden Eises während des Bühlstadiums erheblich geringer gewesen als weiter im Westen.

d) Die Übertiefung

Die Übertiefung im weiteren Sinne ist derjenige Betrag, um welchen die Alpentäler während des Eiszeitalters in die präglazialen Talsohlen eingetieft wurden. Im engeren Sinne ist der Begriff nur anwendbar auf solche Fälle, wo es sich um ausschließliche Wirkung des Gletscherschurfes handelt. Hier ist die Bezeichnung allgemein im weiteren Sinne angewandt worden, denn die Entscheidung über die Mitwirkung des Gletscherschurfes bei der Entwicklung dieses Vorganges bildet eine Aufgabe der vorliegenden Untersuchung und kann erst jetzt berücksichtigt werden, wo das Gesamtmaterial zusammengetragen ist und überblickt werden kann.

Ein besonderes Kennzeichen der übertieften Alpentäler sind die stufenförmigen Mündungen der Seitentäler, welche über den Haupttälern „hängen“. Dies gilt als einer der wesentlichsten Beweisgründe dagegen, daß die Übertiefung ein Werk des fließenden Wassers sei.

Die großen Täler des hier untersuchten Gebietes sind bis auf ganz geringfügige Ausnahmen übertieft, ihre gegenwärtigen aufgeschütteten Talsohlen liegen erheblich tiefer als die erkennbaren Reste des präglazialen Talbodens. Sie sind aber wiederholt nicht durchgängig übertieft; zwischen übertiefte Talstrecken schalten sich solche, wo die Übertiefung aussetzt, dies ist besonders mehrfach an den Mündungen von Seitentälern der Fall.

Die übertieften Talstrecken sind auf der Kartenskizze Fig. 17 kenntlich gemacht. Um jedoch den Betrag der Übertiefung genauer überblicken zu können, seien die einschlägigen Zahlen hier nochmals zusammengestellt. Beträge von weniger als 50 m sind auf der Kartenskizze unberücksichtigt geblieben, denn hier han-

delt es sich nicht mehr — wie das Beispiel von Wallgau oder Lähn zeigt — um eigentlich übertiefte Talstrecken mit aufgeschütteter

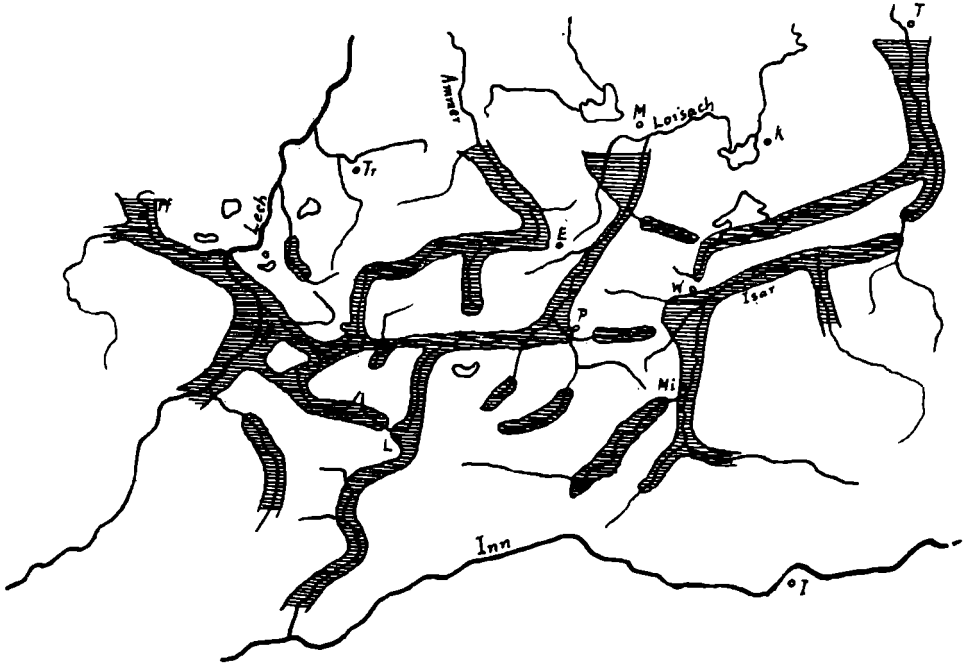


Fig. 17. Übertiefte Talstrecken.
Abkürzungen usw. vgl. Fig. 14.

Talaue, sondern es sind heute niedrige Talwasserscheiden daraus geworden; ein Hauptkennzeichen echter übertieferter Täler, ihre Durchgängigkeit, ist hier, wenn auch in beschränktem Maße, unterbrochen. Die Übertiefung beträgt im einzelnen:

I. Seefelder Quertalzug:

1. Haupttal Drahnbach-Isar bis Tölz:

Ruine Milser 130 m — Klamm Bachmündung 100 m — Seestadeln 100 m — Mittenwald 100 m — Krünn gegen 100 m — unterhalb Vorderriß 200 m — Fall gegen 250 m — unterhalb Fall 0 m — Hohenreuth 100 m — (oberhalb von Tölz gegen 150 m).

2. Walchenseegebiet: Obernach-Südteil des Walchensees-Jachenau:

Wasserscheide bei Wallgau etwa 40 m — Obernachtal rund 100 m — Weiler Obernach 70 m — (Walchenseesüdteil gegen

200 m) — Jachental oberhalb Jachenau 100 m — Isartal bei Hohenreuth 100 m (s. o.).

3. Leutasch mit Gaistal:

Gaistal 0 m — Wackerle 100 m — Weidach etwa 150 m — Trockental „Durch den Boden“ 0 m.

Ahren gegen 200 m — Puitbach etwa 350 m — Leutaschmündung ins Isartal 0 m.

II. G a r m i s c h e r L ä n g s t a l z u g :

1. Längstal zwischen Garmisch und Mittenwald:

Kankerbach bei Kaltenbrunn etwa 120 m — Ausgang bei Partenkirchen etwa 20 m.

Reintal bei den Blauen Gumpen 350 m — Ferchenbachtal-Drüsselgraben-Kreidenbachtal 0 m.

2. Thorsäulenbach-Neidernachtal und Loisachtal bis Murnau:

Blauer Jäger 0 m — Ausgang des Thorsäulenbachtals 70 m — Ostende des Plansees 150 m — Planseeschwelle 100 m — Griesen 100 m — Garmisch 170 m — Oberau 200 m — Eschenlohe 150 m — Ohlstadt 160 m (?).

Inneres Höllental 120 m — Mündung bei Hammersbach 0 m.

3. Ammerlängstal und Ammergau:

Thorsäulen über 500 m — Ammerwald 340 m — Hundinghütte 120 m — Linderhof rund 70 m — Ausgang bei Ettal 0 m.

Elmatal Beginn am Loisachtal bei Griesen 0 m — Stall vielleicht 100 m (?) — Ausgang bei Linderhof 80 m.

Ammerdurchbruch am Tödtenbühel gegen 300 m — Ammergau vielleicht 120 m (?).

III. W e s t l i c h e r Q u e r t a l z u g :

1. Plansee-Hinterthorental-Fernpaß-Gurgltal:

Spießwand 400 m — Kleiner Plansee 300 m — Heiterwang 200 m — Bichlbach 130 m — Lähn 0 m — Lermoos 130 m — Nassereith gegen 250 m — Tarrenz über 200 m.

2. Oberes Loisachtal:

Lermoos 130 m — Paß Ehrwald 600 m — Griesen 100 m (s. o.).

3. Ausgang des Lechtales:

Weißbach 160 m — Reutte 180 m — Vils 180 m —
Pfronten über 100 m — Kappel gegen 100 m (Moränen-
verbauung!).

Hierbei ist einmal zu berücksichtigen, daß in den eigentlich übertieften Talstrecken der heutige Talboden durchweg in unbekannter Mächtigkeit aufgeschüttelt ist. Im Isar-, Loisach- und Hintertthorental, aber auch in der Jachenau und im Ammerlängstale wird man den Betrag dieser Aufschüttung ohne die Gefahr zu großer Überschätzung auf gegen 100 m ansetzen dürfen: überall kann man ja noch heute die Flüsse bei ihrer aufschüttenden Tätigkeit beobachten, sie sind bei weitem nicht zur Fortschaffung des ihnen zugeführten Schuttmaterials imstande, schon in den ganz rezenten Alluvionen kann man gelegentlich Mächtigkeiten bis zu 10 m feststellen. So ist also der eigentliche Übertiefungsbetrag in sehr vielen Fällen erheblich größer als die meßbaren Werte, die Übertiefung ist in weitgehendem Maße nachträglich durch die Aufschüttung wieder ausgeglichen worden.

Aus der obigen Zusammenstellung sind natürlich alle Beträge ausgeschaltet, welche ausschließlich dem Werke der nacheiszeitlichen Wasserarbeit zuzuschreiben sind, also die Eintiefung des Ferchenbaches bei Garmisch usw. und ebenso selbstverständlich auch alle Klammen und Schluchten in den ursprünglichen Stufenmündungen. Auch die durch Verbauung entstandenen epigenetischen Talstrecken im Gebiet der Isar, Ammer und bei den kleineren Gewässern des Alpenrandes westlich des Ammergaaues gehören hierher.

Betrachtet man nun unter Berücksichtigung der eben gegebenen Einschränkungen die vorstehende Zusammenstellung, so fällt gleich die sehr gleichmäßige Stärke der diluvialen Talvertiefung in die Augen. Der Wert der Übertiefung beträgt in der übergroßen Mehrzahl der Fälle zwischen 100 und 200 m. Letzterer Wert wird erheblich nur dort überschritten, wo in der Präglazialzeit die beschriebenen Wasserscheiden bestanden; es ist bezeichnend, daß gerade in einem solchen Falle und auch hier gerade bei den Thörlen der Höchstbetrag der diluvialen Talvertiefung in dem ganzen hier untersuchten Gebiete mit rund 600 m vorhanden ist. Ähnlich hohe Beträge ergeben sich nur an der Stelle der alten Wasserscheiden. Lediglich im Gurgltal, also in

unmittelbarster Nachbarschaft des gewaltigen Inngletschers, wie im steil abfallenden Reintale im Inneren des Wettersteingebirges übersteigt sonst der Übertiefungsbetrag 200 m.

Nicht minder lehrreich wie die größten sind auch die kleinsten Beträge. Die gewaltige Tieferlegung der Leutasch setzt an deren Ausgang in das Isartal aus. Das gleiche gilt von der ursprünglichen Fortsetzung des Gaistales, der Senke „Durch den Boden“. Dieselbe Erscheinung tritt dann aber auch wieder am Ausgang des Ammerlängstales ins Loisachtal hervor. Das Reintal ist im Inneren des Wettersteingebirges außergewöhnlich stark übertieft, aber sein ursprünglicher Unterlauf gegen Krünn hin ist es nicht. Am auffallendsten ist natürlich das Aussetzen der Übertiefung im Isartale nördlich von Wallgau.

Allen diesen Erscheinungen liegt zunächst dieselbe Ursache zugrunde. Sie wird am Ammerlängstal deutlich, wo die Übertiefung an der alten Einnündung des Tales ins Loisachtal aussetzt, dagegen ohne Unterbrechung in das Quertal des Ammergaues sich fortsetzt. Der Haupttalgletscher des Loisachtales bildete das Hemmnis, durch welches der Gletscher des Ammerlängstales gestaut, seine Bewegungsgeschwindigkeit auf ein Mindestmaß herabgesetzt und damit auch die die glaziale Übertiefung erzeugenden Kräfte lahmgelegt wurden. Dieselbe Wirkung rief der Loisachgletscher im Rein- und Höllental wie im Tale der Eschenlaine, der Isargletscher in der Leutasch und im Trockental „Durch den Boden“, der Planseegletscher im Pitzentale hervor, und Müller (56) hat entsprechende Beobachtungen aus dem Bereiche des Lechtales mitgeteilt. (Hierbei ist zu bemerken, daß gerade der Fall des an das hier behandelte Gebiet angrenzenden Rotlechtales weniger bezeichnend ist. Müller spricht hier von einer „Konfluenzstufe“ bei Rinnen unterhalb des Passes von Berwang, ohne zu berücksichtigen, daß die stärkere Talvertiefung bei Rinnen ausschließlich an das Vorkommen weicher Liasfleckenmergel innerhalb des sonst überwiegend dolomitischen Gebirges gebunden ist.)

In verstärktem Maße sind solche Stauungserscheinungen der Eigenvergletscherung durch die großen Eisströme der Haupttäler in der Umgebung des oberen Ammertales festzustellen. Hier ist aus dem Kuchelbach- wie aus dem Schellbachtale die Tatsache geschildert worden, daß stark vergletscherte Kalkalpentäler bei deutlicher Abschleifung ihrer Hänge doch nicht nur keine

Spuren einer Übertiefung, sondern nicht einmal die sonst allgemein verbreitete Erscheinung eines trog- oder kastenförmigen Querschnittes mit breiter, aufgeschütteter Talaue und stark unterschrittenen Flanken aufweisen. Hier ist offenbar die Stauung der Eigenvergletscherung so groß gewesen, daß bis in die innersten Talwinkel das Eis ziemlich bewegungslos und daher auch zu keiner Schurfkraft imstande war.

Solche Stauungserscheinungen erklären auch die Verhältnisse im Längstale zwischen Garmisch und Mittenwald. Das Tal des Kankerbaches ist noch übertieft, doch klingt die Übertiefung jenseits Kaltenbrunn nach Osten hin aus; in der Nachbarschaft des Isartales, im Ferchenbachtale und Drüsselgraben-Kreidenbachtale ist überhaupt keine Übertiefung vorhanden. Das wird ohne weiteres verständlich, wenn man berücksichtigt, daß, wie im vorigen Abschnitte ausgeführt, während der letzten beiden Vergletscherungen dieses Längstal hauptsächlich von dem Eise des Loisachgletschers erfüllt war, welches hier auf den Eisstrom des eigentlichen Seefelder und Isargletschers stieß und durch ihn gestaut wurde.

Damit soll nicht geleugnet werden, daß gerade in der letztgenannten Gegend auch wirkliche Teilungs- („Diffluenz“-)Stufen vorkommen. Sie haben aber keine bedeutende Sprunghöhe. Die außerordentliche Ausdehnungsmöglichkeit, welche sich dem Isargletscher nördlich von Wallgau bot, führte natürlich zu einer starken inneren Entspannung und Entlastung dieses Eisstromes, welche seine Schurfkraft zunächst erheblich herabsetzte. Die Ablagerungen des interglazialen Isarsees und seiner Zuschüttung machen es wahrscheinlich, daß noch bis zur letzten Eiszeit nördlich Wallgau das ursprüngliche Isartal überhaupt nicht unter seine präglaziale Sohle eingetieft war.

Eine solche Teilungsstufe ist in abgeschwächtem Maße auch in der Umrandung des Lermooser Beckens vorhanden. Der Eisstrom des Fernpasses mußte bergan steigen, und als er sich im Lermooser Becken teilte, verlor er einen Teil seiner Schurfkraft. So ist das Hinterthorental nicht gleichmäßig übertieft. Innerhalb desselben setzte dann die Übertiefung im üblichen Umfange wieder ein, bis ihr der Wettersteinkalkzug des Schlögel- und Schloßberges abermals Einhalt gebot. — Ein ähnliches Bild zeigt der Südausgang der Elmau.

Alle jene erwähnten Fälle, wo auf übertiefte Talstrecken

talabwärts ein Aussetzen der Übertiefung folgt, lassen einen sicheren Rückschluß auf die tatsächlichen Leistungen des Eisschurfes zu. Ihr Mittelwert beträgt, wie erwähnt, etwa 100 m. Daß er im Isartal oberhalb von Fall überschritten wird, ist begreiflich: nachdem das Loisacheis in großer Mächtigkeit von Garmisch her vordrang und den Isargletscher nach Osten abdrängte, erfüllte er zunächst das Längstal der Krainmetsau; aber hier lag nicht das ursprüngliche Haupttal, eine mit einem Talrichtungswechsel verbundene Wasserscheide stellte sich dem Eise in den Weg, die davor liegende Talstrecke wurde daher durch den vereinigten Isar-, Riß- und Dürrachgletscher besonders tief gewissermaßen ausgekolkt. Die Verhältnisse liegen hier ähnlich wie im Hinterthorentale bei Heiterwang. Wenn nun die übertieften Täler mit nicht übertiefter Fortsetzung eine tatsächliche und durchaus nicht unerhebliche Schurfleistung der diluvialen Talgletscher beweisen, so erhebt sich erneut die Frage, ob nicht auch alle die während des Eiszeitalters niedergelegten präglazialen Wasserscheiden ausschließlich dem Eisschurfe zum Opfer gefallen sind. Diese Frage läßt sich indessen bündig verneinen.

Zunächst muß nochmals hervorgehoben werden, was bereits im vorigen Abschnitt dargelegt wurde, daß nach dem geringen Ausmaße der Vorlandvergletscherung im Isar- und Loisachgebiet während der beiden ersten Eiszeiten die ursprünglichen Schranken im Inneren des Gebirges noch bestanden, daß sie dagegen bereits zur Rißeiszeit gefallen waren, denn nun dehnten sich die Eisfächer, unter starker Beteiligung zentralalpiner Eises, ganz außerordentlich viel stärker aus. Nicht während einer Eiszeit, sondern während einer Zwischeneiszeit sind die alten Wasserscheiden gefallen; dies kann somit kein Werk des Eises, sondern nur ein solches des fließenden Wassers sein. Daß während der vorletzten Interglazialzeit die Erosionskraft der Gewässer so wesentlich gesteigert wurde, hat, wie ebenfalls schon dargelegt wurde, seine Ursache in dem tektonischen Vorgange einer zu dieser Zeit erfolgenden Hebung des Gebirges.

Im Neidernach-Loisach-Längstale wie auch im unteren Lechtale finden sich Reste eines in den präglazialen eingesenkten alt-diluvialen Talbodens. Seine Tiefe unter der präglazialen Talsohle beträgt im allgemeinen weniger als 100 m. Selbst wenn er durchaus ein Werk des Eisschurfes der beiden ersten Eiszeiten sein sollte, was aber mit seiner gleichmäßigen Gefällsentwicklung nicht

recht in Einklang zu bringen ist, so bedeutet er für diese doch nur einen sehr mäßigen Betrag der Talvertiefung. Die Gebirgshebung während der vorletzten Interglazialzeit betrug aber mindestens 100 m, übertraf also jedenfalls den Betrag, um welchen jener ältere Talboden in den präglazialen eingesenkt war. Daraus ergibt sich klar die Folge dieser Hebung: nicht nur wurde der jenen Talboden etwa bedeckende Schutt ausgeräumt und fortgeführt, sondern seine Sohle wurde auch vom Wasser scharf zerschnitten. Es fiel die Scheide zwischen Ammergau und Ammerlängstal, aber auch diejenige zwischen dem letzteren und dem Planseetale sowie die hohe Wasserscheide zwischen dem Lermooser Becken und dem Neidernach-Loisach-Längstale.

Zwanglos läßt sich so auch die sonst unverständliche Tatsache erklären, daß entgegen der hocheiszeitlichen Haupteisstromrichtung die Längstäler der Jachenau und Krammetsau stark übertieft sind, während dies im Quertale der Oberrach nur mäßig, am Kesselberg überhaupt kaum der Fall ist.

Bei einer solchen Hebung des Gebirges mußte auch im Innental eine erhebliche fluviatile Talvertiefung einsetzen. Ohne auf diese Frage, deren Verfolgung weit in die eigentlichen Probleme des Inntales hineinführt, hier des Näheren einzugehen, sei nur auf die von P e n c k (64, S. 145 u. 306) gegebenen Querschnitte hingewiesen, wo deutlich zu erkennen ist, daß der eigentliche und ziemlich stark übertiefte „Trog“ des Inntales eine verhältnismäßig schmale Eintiefung in eine sehr breite präglaziale Talsohle und einen nur wenig in diese eingesenkten älteren diluvialen Talboden darstellt. Vom Innental ausgehend, mag auch im Gurgltale eine Vertiefung stattgefunden haben, so daß die Wasserscheide der Thörlen von beiden Seiten her angegriffen und schließlich gefällt wurde.

Es bleibt aber nun die große Frage, wieso dann alle Stufenmündungen so gut erhalten geblieben sind. Im Isargebiet, wozu bis zum Gschnitzstadium auch das Reintal gehörte, ist dies leicht verständlich: die vom gehobenen Gebirgsrande ausgehende Talvertiefung folgte dem alten Haupttal durch die Jachenau und klang im Bereiche der Oberrach aus; im Isartale selber war oberhalb von Fall nur die glaziale Übertiefung besonders der beiden letzten Eiszeiten wirksam, die Stufenmündungen konnten also unverändert bleiben. Ähnlich verhält es sich im alten Ammerlängstale bei Ettal, da nach Entstehung des Durchbruches am

Tödtenbühel die Entwässerung nach Norden durch den Ammergau erfolgte, bis nach dem Bühlstadium der Torso des alten Unterlaufes vorübergehend nochmals als Abfluß des durch die Altenauer Moränen gespannten Talsees diene. Von den übrigen Stufenmündungen des Gebietes sind aber auch tatsächlich sehr viele stark verwischt, und nur bei unbedeutenden Tälchen, wo die Gewässer offenbar mit der interglazialen Talvertiefung im Haupttale nicht Schritt zu halten vermochten, sind sie erkennbar geblieben. Es wurde in der Umgebung des Fernpasses auf die Schwierigkeiten bei einer Verwertung der offensichtlich umgestalteten Stufenmündungen von Teges- und Kälbertal hingewiesen. Die alte Höhe der Stufenmündung des Hammersbaches ist zwar noch erkennbar, das Tal selber aber unterhalb der Höllentalclamm sehr stark umgestaltet, besonders durch Ausräumung der weichen Partnachsichten und Herausbildung der steilen Wettersteinkalkwand, in welche die Klamm nachträglich eingesägt wurde. Nur ganz in den innersten Winkeln des Gebirges sind die Stufenmündungen noch deutlich, wie diejenige des Pitznbaches ins Planseetal. — Im Lechtale liegen die Verhältnisse schwieriger. Zwar ist auch an der Mündung des Zwieselbaches die vortrefflich erhaltene Stufe damit zu erklären, daß hier bis in die Postglazialzeit, als die Anzapfung des ursprünglichen Oberlaufes des Thorsäulenbaches erfolgte, nur ein ganz unbedeutendes Gewässer ins Haupttal mündete. Aber auch das breite, stattliche Rotlechtal besitzt noch eine ausgezeichnete Stufenmündung, obwohl hier kaum schon das Ausklingen der interglazialen, durch die Hebung bedingten Talvertiefung zu erwarten ist. Die Rotlechtmündung liegt etwa 27 km oberhalb des alten Lechtalausganges bei Kappel, gegen 19 km oberhalb des heutigen Talaustrittes bei Füssen; im Ammergebiet liegt der nachweisbare Bereich jener Talvertiefung am Tödtenbühel 8 km, im Erzbachtal zwischen Altenberg und Zwergenberg dagegen 33 km vom Gebirgsrande entfernt, im Loisachtale die Enge des Ehrwalder Passes gar gegen 40 km weit gebirgseinwärts — von hier aus die Enge im Erzbachtale sogar 45 km —, im Isargebiete reicht die Wirkung jener Talvertiefung im alten Haupttale gleichfalls etwa 40 km gebirgseinwärts, im Bereiche des damals nur vom Schronbache entwässerten Quertales oberhalb von Hohenreuth dagegen nur etwas über 20 km. (Man könnte demnach den Durchbruch von Fall auch in diesem Zusammenhange erklären, doch ist dann für den See der letzten

Interglazialzeit keine stauende Barre mehr erkennbar.) Will man entsprechende Verhältnisse auch für das Inntal gelten lassen, so liegt der Paß Ehrwald etwa 30 km vom Inntale entfernt und dieses selber ist hier noch an die 160 km vom Gebirgsrande entfernt! Wenn man nicht etwa annehmen will, daß der Betrag der interglazialen Gebirgshebung nach Westen hin abgenommen hat, dann müßte ihr Einfluß auf die Talvertiefung auch im Lechtale noch erheblich weiter taleinwärts, mindestens bis in die Gegend von Stanzach und der Mündung des Namloser Baches zu bemerken sein. Eine solche Abnahme der Hebung wäre nach den verschiedenen Beträgen derselben im Gebiet der Ammergauer Vorberge und in der Nachbarschaft des Kochelsees wohl denkbar; doch ist diese Frage nicht spruchreif, solange ihr nicht auch in den östlich und westlich angrenzenden Gebieten sorgfältig nachgegangen ist.

Die erkennbaren Beträge der glazialen Talvertiefung sind im allgemeinen nicht bedeutend; genau meßbar sind sie nördlich Wallgau für die letzte Eiszeit mit etwa 40 m, im Neidernach-Loisach-Längstale für die beiden ersten Eiszeiten samt der ersten Interglazialzeit mit noch nicht 100 m, im übrigen für das gesamte Eiszeitalter dort, wo der Einfluß der interglazialen Gebirgshebung ausgeschaltet werden kann, im Durchschnitt etwa 100 m und nur örtlich auf 200 m und unter besonderen Umständen auf noch größere Beträge gesteigert. Die glaziale Talausgestaltung jedoch, besonders die bezeichnende Unterschneidung der seitlichen Gehänge, tritt viel großartiger in Erscheinung.

Es ist hier vor allem zu beachten, daß auch alle jene nicht seltenen Felsleisten und Gesimse, welche in der Höhenlage der Stufenmündungen vorkommen und zusammen mit diesen die zusammenhängende Wiederherstellung des präglazialen Talbodens ermöglicht haben, am Fuße stark unterschrittener Gehänge liegen. Ergänzt man den Talquerschnitt mit Hilfe solcher Felsleisten, dann kommt kein gewöhnliches, breit V-förmiges Profil zustande, sondern wieder ein echter ganztaliger Trog mit breiter Talsohle und steilen Flanken, also genau dasselbe Bild wie in jenen Tälern, wo es zu keinerlei Übertiefung gekommen ist und die formengestaltende Wirkung des Eiszeitalters nur in einem solchen kasten- oder trogförmigen Querschnitt zum Ausdruck kommt. Die präglazialen Täler sind von der ersten Eiszeit nicht übertieft, sondern im wesentlichen ver-

breitert und zu ganztaligen Trögen umgestaltet worden. Daß es auch örtlich zu einer Übertiefung kommen konnte, lehrt die Gegend von Heiterwang im Hinterthorontale, wo von dieser ersten Übertiefung aus der durchgehende Planseetalzug sich entwickelte.

In den präglazialen Talboden ist im Neidernach-Loisach-Längstale sowie im unteren Lechtale ein altdiluvialer Talboden eingesenkt. Auch dieser ist zu echter „Trog“-Form ausgestaltet. Ebenso sind die tiefen Rinnen, welche im Anschlusse an die interglaziale Gebirgshebung vor der Rißeiszeit in die bestehenden Haupttäler eingesägt wurden, stark glazial überarbeitet und sogar noch weiter übertieft worden. Aus den gewaltigen Talverschüttungen der letzten Interglazialzeit ist dann durch die letzte Eiszeit abermals ein echt „trog“-förmiges Tal herausgearbeitet worden. Die Zungenbecken der Rückzugsstadien haben in die so vierfach glazial überarbeiteten Täler weitere, örtlich begrenzte Eintiefungen und Ausweitungen gelegt.

So läßt sich der Wechsel in den Ereignissen des Eiszeitalters bei aller Verworrenheit der verwickelten Formengebung doch unter eingehender Berücksichtigung aller Einzelheiten deutlich wiedererkennen. Nicht im Sinne von Heß (45) und Lucerna (54) ist etwa von vier ineinander „geschachtelten“ Trögen entsprechend den vier Eiszeiten in den Tälern des hier untersuchten Gebietes die Rede, sondern von einem anscheinend in den großen Zügen viel einfacheren, in seinen Einzelheiten aber um so schwieriger zu enträtselnden Formenbilde.

Die Übertiefung der Täler dieses Gebietes ist keine einheitliche Bildung, sondern das Ergebnis einer großen Anzahl verschiedenartigster Wechselwirkungen. Ihr Werdegang läßt sich nach Vorstehendem in folgende einzelne Abschnitte zergliedern:

1. Präglazial: Haupttäler mit ausgeglichenem Gefälle, Nebentäler gleichsohlig mündend, deutliche, wenn auch vielfach niedrige Wasserscheiden, dabei mehrere auffallende Züge einer unfertigen Entwicklung (Asymmetrie der Talssysteme, Taltorsi).
2. Glazial: Verbreiterung der präglazialen Täler zu ganztaligen Trögen, örtliche Übertiefung (Heiterwang).
3. Interglazial: Entstehung von Talböden unter der präglazialen Talsohle im Ausgleich der vorangegangenen

Übertiefung (Neidernach-Loisach-Längstal, unteres Lechtal?).

4. G l a z i a l: Verbreiterung der interglazialen Talböden zu ganztaligen Trögen, weitere geringfügige Übertiefung,
5. I n t e r g l a z i a l: Hebung des Gebirgskörpers um 100 m im Westen, 150 m im Osten, anschließend starke fluviatile Talvertiefung, Niederlegung der niedrigen präglazialen Wasserscheiden im Innern des Gebirges, Entstehung größeren Talgefälles.
6. G l a z i a l: Verbreiterung und — infolge des größeren Gefälles — auch erhebliche Vertiefung der durch die vorangehende Interglazialzeit geschaffenen tiefen Talrinnen zu ganztaligen Trögen, vereinzelte Rückzugsstadien im Gebirge (Loisachtal am Herrgottsschrofen und an der Mündung der Eschenlaine).
7. I n t e r g l a z i a l: Weitgehende Zuschüttung der zu tief gewordenen Täler, vereinzelte Seenbildung (Leutasch, Isartal).
8. G l a z i a l: Ausräumung der zugeschütteten Täler in Form von ganztaligen Trögen, vereinzelte Übertiefung (Wallgauschwelle) und Ausgestaltung interglazialer Überflußrinnen (Isartal bei Fall).
9. P o s t g l a z i a l:
 - a) Stadien des Eisrückganges: Endmoränenwälle und Zungenbecken innerhalb der Haupttäler, Verbauung von Seitentälern, Seen;
 - b) Ereignisse nach dem Schwinden des Eises: Bergstürze, Einbruch des Walchensees, Entwicklung mächtiger Fußhalden an den unterschrittenen Gehängen, starke Talzuschüttung.

Diese Ergebnisse lassen sich in vorzüglicher Weise mit der von P e n c k und B r ü c k n e r aufgestellten Chronologie des Eiszeitalters in Einklang bringen. Sie können als Stütze für die Richtigkeit dieser Chronologie gelten. Es muß aber betont werden, daß mancher Zug im Formenbilde der nachtertiären Alpentäler im hier untersuchten Gebiete unklar geblieben ist. Vieles bleibt überhaupt verborgen oder ist bis zur Unkenntlichkeit durch spätere Vorgänge nachträglich verwischt worden. So kann kein Anspruch auf Vollständigkeit in der Unterscheidung

einzelner Abschnitte für den Werdegang des diluvialen Formenbildes erhoben werden.

Der grundsätzliche allgemeine Unterschied zwischen dem präglazialen und dem heutigen Talnetze besteht darin, daß das letztere durchaus labil ist, während sich die präglazialen Täler und Flußsysteme bei aller Unfertigkeit in manchen Beziehungen doch durchaus durch eine gewisse Stabilität auszeichneten. Am besten erhellt dies aus einer Gegenüberstellung der heutigen Talwasserscheiden mit den niedrigen Wasserscheiden der Präglazialzeit. Mit abgerundeten Zahlen seien daher die wichtigsten derselben im Folgenden nochmals zusammengestellt:

Seefelder Paß, Paß von Mösern, Katzenloch: Höhe gegen 1200 m, Einsenkung unter die Umrahmung 1200 bis 1450 m;

Negelsee: Höhe 1550 m, Einsenkung 1200 bis 1300 m;

Paß bei Wallgau: Höhe 900 m, Einsenkung 350 bis 1000 m;

Quellpaß der Eschenlaine: Höhe 880 m, Einsenkung 500 bis 950 m;

Kesselberg: Höhe 860 m, Einsenkung 700 bis 900 m;

Weigmannsee und Wagenbruchsee: Höhe 930 bis 940 m, Einsenkung 200 bis 450 m;

Paß zwischen Ferchen- und Lautersee: Höhe 1070 m, Einsenkung 300 bis 1100 m;

Ettaler Paß: Höhe 880 m, Einsenkung 750 bis 1000 m;

Elmau, Paß im Stall: Höhe 1210 m, Einsenkung 700 bis 800 m;

Planseeschwelle: Höhe 1000 m, Einsenkung 800 bis 900 m;

Fernpaß: Höhe 1200 m, Einsenkung 1200 m;

Paß von Lahn: Höhe 1130 m, Einsenkung 1100 m;

Ehrenberger Klause: Höhe 1030 m, Einsenkung 800 bis 1300 m;

Paß von Ammerwald: Höhe 1110 m, Einsenkung 800 bis 1050 m.

Demgegenüber lauten diese Zahlen für die präglazialen Wasserscheiden (wobei die nicht meßbare etwaige Kammer-niedrigung während des Eiszeitalters außer Berücksichtigung bleibt):

Seefelder Paß, Paß von Mösern, Katzenloch: Höhe 1200 m, Einsenkung 1200 bis 1450 m;

- Negelsee: Höhe 1550 m, Einsenkung 1200 bis 1300 m ;
Puitbachtal: Höhe gegen 1550 m, Einsenkung 600 bis 950 m ;
Paß bei Fall: Höhe gegen 1000 m, Einsenkung 300 bis 900 m ;
Paß südlich des Kesselberges: Höhe etwa 1000 m, Einsenkung 550 bis 750 m ;
Quellpaß der Eschenlaine: Höhe gegen 950 m, Einsenkung 400 bis 850 m ;
Paß von Wamberg: Höhe rund 1000 m, Einsenkung 300 bis 800 m ;
Elmau, Paß im Stall: Höhe gegen 1300 m (?), Einsenkung 600 bis 700 m ;
Thörten: Höhe etwa 1550 m, Einsenkung 800 bis 1400 m ;
Altenberg-Zwergenberg: Höhe rund 1500 m, Einsenkung 400 bis 650 m ;
Paß an der Spießwand: Höhe etwa 1300 m, Einsenkung 450 bis 650 m ;
Paß am Kleinen Plansec: Höhe etwa 1200 m, Einsenkung 500 bis 600 m ;
Paß am Blauen Jäger: Höhe gegen 1250 m, Einsenkung 450 bis 500 m ;
Ehrenberger Klause: Höhe gegen 1300 m, Einsenkung 500 bis 1000 m ;
Tödenbühel: Höhe gegen 1200 m, Einsenkung 300 bis 450 m .

Ohne weiteres wird in dieser Zusammenstellung die erheblich größere Meereshöhe der präglazialen Wasserscheiden ersichtlich, welche besonders dann im rechten Lichte erscheint, wenn man bedenkt, daß sonst die Eintiefung der heutigen Täler unter die präglazialen Talsohlen durchschnittlich nur etwa 100 bis 200 m beträgt. Die Wasserscheiden waren zur Präglazialzeit gewiß schon tief eingeschnitten, sie bildeten teilweise bereits echte Talwasserscheiden, aber sie trennten doch noch in eindeutiger und beständiger Weise die einzelnen Tal- und Flußsysteme voneinander. Dies ist heute nicht mehr der Fall: Bergstürze gehen von den steilen Flanken in die Täler hernieder, Schuttkegel bauen sich vor die Mündungen der Seitentäler, und an solche vergängliche Bildungen sind die Wasserscheiden zwischen den großen Flußgebieten gebunden und somit stetem Wechsel ausgesetzt. Die heutigen Verhältnisse sind durchaus unbeständig.

Lang und mannigfach ist die Geschichte der diluvialen Talentwicklung in dem hier untersuchten Gebiete. Unter der großen Fülle verschiedenartigster Wechselwirkungen hat sich jedoch für eine Erscheinung kein Raum gefunden, welcher in der Schweiz von mancher Seite für die talgeschichtliche Entwicklung der Alpen während des Eiszeitalters eine ausschlaggebende Bedeutung zuerkannt wird: ein Rücksinken des Gebirgskörpers nach erfolgter Hebung ist in keiner Weise nachweisbar. Es ist ganz unmöglich, etwa die zu geschlossenen, heute aufgefüllten Felswannen umgestalteten Täler der Leutasch, der Krammetsau usw. durch solche Vorgänge erklären zu wollen, da ihr Verlauf nicht, wie es bei einer Gebirgssenkung Voraussetzung wäre, im wesentlichen südnördlich gerichtet ist, sondern jeder beliebigen Himmelsrichtung folgt. Und während im Isartal zur Zeit des letzten Interglazials ein stattlicher Talsee gestaut war, verlief in unmittelbarer westlicher Nachbarschaft das Loisachtal gleichmäßig ins Vorland hinaus. Der triftigste Gegenbeweis liegt aber in der Tatsache, daß über all dem vielfachen Auf und Ab der diluvialen Formen die präglazialen Talböden in ungestörter Regelmäßigkeit sich bis in die unmittelbare Nähe des Alpenrandes hin verfolgen lassen. Nur eine Hebung ist nachweisbar, im Tölzer Gebiet mit einer randlichen Aufbiegung des Gebirgskörpers verbunden, und dieser Hebung ist eine Steigerung des Talgefälles zu verdanken, welche erst die lebhaftere Flußerosion der vorletzten Interglazialzeit und dann auch den starken Tiefenschurf der Rißeiszeit zur Folge hatte. Die Zuschüttung der Talausgänge und auch der großen inneralpinen Haupttäler während der letzten Interglazialzeit hat ebensowenig etwas mit einer Senkung des Gebirgskörpers zu tun: sie ist nur die Folge jener zu starken Talvertiefung, welche sich während der Rißeiszeit aus den eben angeführten Gründen vollzog. Nicht die Gletscher allein und nicht die Flüsse allein, sondern beide in innigster Wechselwirkung und Abhängigkeit auch von tektonischen Vorgängen haben das heutige Landschaftsbild erzeugt. Auch hier gilt das Wort von Heim (43, S. 310): „Wir können die Natur nicht einfacher machen, als sie ist, wir müssen ihr in ihre Komplikationen willig folgen.“

Gerade der Einfluß der tektonischen Vorgänge, welche sich in der interglazialen Hebung des Gebirges äußerten, darf nicht unterschätzt werden. Die dadurch bewirkte Steigerung des all-

gemeinen Talgefälles hat auch dort, wo keine fluviatile Tieferlegung der Talsohle noch in der Interglazialzeit vorausging, während der folgenden Rißeiszeit zu einer erheblichen Verstärkung des Gletscherschurfes geführt. Nur so werden die Verhältnisse im Isartal verständlich, wo noch während der letzten Interglazialzeit die Schwelle bei Wallgau in der Höhe des hier ursprünglich durchgehenden präglazialen Talbodens erhalten war, während für das Vorhandensein eines in dem Felsbecken des Tales gestauten Sees in den früheren Interglazialzeiten keinerlei Anhaltspunkt vorliegt. Auch hier ist also die Übertiefung hauptsächlich das Werk der Rißeiszeit. Eine geringfügige Talvertiefung läßt sich auch für die vorhergehende Diluvialzeit ansetzen, wenn man in diese Zeit die Übertiefung des Kankerbachtales wenigstens bis unter die Höhe des Weigmannsees verlegen und dann annehmen will, daß die obere Isar während des älteren Diluviums eine Zeitlang über Kaltenbrunn zur Loisach abgeflossen sei; doch ist auch dies reine Mutmaßung.

Gegenüber den im Vorstehenden dargelegten Ansichten vom Werdegang der Übertiefung in dem hier untersuchten Gebiete und besonders von den Umständen, welche die Niederlegung der großen ursprünglichen Wasserscheiden während der vorletzten Interglazialzeit herbeiführten, bildet die Leutasch nur eine scheinbare Ausnahme. Gewiß kann hier die Beseitigung der etwa 350 m hohen Schwelle an der Puitbachmündung nicht ohne weiteres mit der interglazialen Gebirgshebung in Zusammenhang gebracht werden, zumal derjenige Teil des Isartales, in welchen die Leutascher Ache einmündet, von der dadurch hervorgerufenen fluviatilen interglazialen Talvertiefung nicht mehr betroffen worden war. Dazu kommt, daß die beiden Ausgänge der Leutasch, das Trockental „Durch den Boden“ wie die Unter-Leutasch, mit einer nicht übertieften Stufenmündung endigen, so daß also nicht einmal die Übertiefung des Isartales hier wirksam werden konnte. Jedoch ist zu beachten, daß oberhalb der Stufenmündung die Unter-Leutasch nicht unerheblich übertieft ist. Solange diese Übertiefung nicht unter die Stufenmündungshöhe herabgriff, also kein Felsenbecken erzeugte, konnte noch immer ein Tal mit gleichmäßigem Gefälle entstehen, welches in den präglazialen Talboden eingesenkt war, aber diesem gegenüber ein erheblich geringeres Gefälle besaß. Diese zunächst getrennt erfolgende Übertiefung der Ober- und Unter-Leutasch führte zu

einer interglazialen Belebung der Flußerosion, und durch diese wurde jene Wasserscheide allmählich von beiden Seiten her niedergelegt. Daß hier tatsächlich andere Verhältnisse vorliegen als bei den anderen präglazialen, während des Diluviums niedergelegten Wasserscheiden, geht schon aus der Tatsache hervor, daß diese Schwelle, wie der durch sie gestaute Talsee beweist, noch während der letzten Interglazialzeit nicht ganz beseitigt war; vielleicht ist hier durch Entstehung einer Überflußrinne zuerst eine durchgehende Talflucht herausgebildet worden, welcher dann die Würmeiszeit in dem lotrecht klüftigen Gestein das Gepräge des echten glazialen Trogtales verlieh.

Auch hieraus wieder ergibt sich, wie ungemein verwickelt der Werdegang der heutigen Formenwelt während des Eiszeitalters gewesen ist. Es ist unmöglich, zu verallgemeinern und die aus den Verhältnissen eines Sonderfalles abgeleiteten Schlußfolgerungen nun auch ohne weiteres auf andere, vielleicht zunächst sogar recht ähnlich erscheinende Fälle anzuwenden. Immer wieder muß allen Einzelheiten sorgfältigste Beachtung geschenkt, ihre Bedeutung in jeder Hinsicht vorsichtig abgewogen werden, ehe ein allgemeineres Urteil gefällt werden kann.

Aus diesem Grunde erscheint es auch untunlich, aus den hier gewonnenen Ergebnissen weitergehende Folgerungen allgemeiner Art ableiten zu wollen. Die schon in den präglazialen Verhältnissen bedingte besondere Eigenart des Gebietes hat sich während des ganzen Eiszeitalters immer wieder so außerordentlich stark zur Geltung gebracht, daß es zunächst schwierig ist, sie so auszuschalten, daß die wirklich allgemein gültigen Erscheinungen erkennbar wären. Erst eine Untersuchung auch der Nachbargebiete wird festzustellen haben, inwieweit die hier gezeitigten Ergebnisse auch dort Geltung haben. Nur auf breitester Grundlage wird es möglich sein, das Gebäude der theoretischen Erkenntnis einigermaßen sicherzustellen.

IV. Schluß

Wenn man in dem hier behandelten Gebiete irgendwo das landschaftliche Bild seiner Entstehung nach zu würdigen versucht, so steht man zunächst unter dem überwältigenden Eindruck von der formengestaltenden Bedeutung des Eiszeitalters. Alles ist dessen Werk oder Wirkung: die jähren Schrofen der Hochstöcke wie die runden Formen der geringeren Höhen, die steilen Hänge der Talflanken wie die breite Aufschüttungsaue der Talsohlen, die spiegelnden Seen wie die finsternen Klammen, die mächtigen Schutthalden wie die lachenden Matten der sonnigen Talbecken, die sumpfigen Möser wie die auf niedrigen Gesimsen leicht zu verteidigenden Pässe. Fürwahr, eine unübertreffliche Fülle verschiedenartigster Erscheinungen!

Und doch ist alles das, wie bereits hervorgehoben wurde, lediglich Klein- und Feinarbeit im großen Bilde der Natur. In unendlicher Mannigfaltigkeit ist durch das Eiszeitalter allen Teilen der Landschaft ein außerordentlich bezeichnendes Gepräge aufgedrückt worden, und dieses ist so stark, daß es genügt, um ohne Schwierigkeiten das ehemals vergletscherte von dem stets unvergletscherten Gebirge scharf zu unterscheiden. Aber wenn man diese Fülle auffallender Einzelheiten abzieht, dann bleiben die großen Formen in ihren gewaltigen Ausmaßen doch bestehen. Es wurde bereits bei der Würdigung der präglazialen Täler darauf hingewiesen, daß auch schon vor dem Eiszeitalter das Gebirge durch seine großen Höhenunterschiede und den mannigfaltigen, im geologischen Aufbau begründeten Formen- und Farbenwechsel ein landschaftliches Bild zeigte, welches von demjenigen eines Mittelgebirges grundverschieden war.

Um unter Ausschaltung all der vielen Kleinarbeit auch zu einer festen Vorstellung von der Bedeutung der während des Eiszeitalters entstandenen Großformen zu gelangen, vergleicht man zweckmäßig den während desselben erzeugten Betrag der Talvertiefung mit dem Gesamtbetrag, um welchen heute die tiefen Talzüge in die einzelnen Gruppen des Gebirges eingesenkt sind. Die diluviale Talvertiefung beträgt demnach, auf die Gesamteintiefung der Täler zwischen den Hochstöcken des Gebirges bezogen:

im Drahnbach-Isarquertal bis Krünn rund 6 ‰,
in der Jachenau rund 9 ‰,
im Tölzer Becken etwa 15 ‰,
in der Krammetsau bei Vorderriß etwa 15 ‰,
in der Ober-Leutasch rund 7 ‰,
in der Unter-Leutasch an der Puitbachmündung etwas über
20 ‰,
im Kankerbachtal rund 6 ‰,
im Neidernach-Loisach-Längstal etwa 7 ‰,
im Loisachquertale zwischen Garmisch und Eschenlohe 12
bis 14 ‰,
an den Thorsäulen gegen 44 ‰,
im Ammerlängstale an der Hundinghütte 12 ‰, bei Linder-
hof gegen 7 ‰,
im Ammertal am Tödtenbühel rund 30 ‰,
im Planseetal an der Spießwand gegen 37 ‰,
am Kleinen Plansee rund 33 ‰,
im Hinterthorental bei Heiterwang rund 15 ‰, bei Bichl-
bach gegen 11 ‰,
im Lermooser Becken rund 7 ‰,
im Paß Ehrwald rund 30 ‰,
im Gurgltale bei Nassereith rund 15 ‰,
im Lechtale unterhalb von Weißenbach 12 bis 15 ‰,
im Elmautale beim Stall etwa 11 ‰, beim Ausgang in das
Lindergries rund 7 ‰.

Hält man zu dieser Zusammenstellung noch alle jene Fälle, wo, wie im Gaistale, im Ferchenbachtal-Drüselgraben-Kreidenbachtal, bei Lähr im Hinterthorentale und an all den nicht über-tieften Stufenmündungen der Seitentäler überhaupt keine Talvertiefung während des Diluviums eingetreten ist, dann ergibt sich deutlich die recht geringe Bedeutung des Eiszeitalters für die Talgeschichte des hier behandelten Gebietes. Nur wo die alten Wasserscheiden gefallen sind, beträgt die Talvertiefung während des Diluviums etwa ein Drittel, an den Thorsäulen sogar fast die Hälfte des Gesamtbetrages; in allen andern Fällen erreicht sie meistens nicht einmal ein Zehntel desselben. Als Gesamtdurchschnittswert der diluvialen Talvertiefung in dem hier

behandelten Gebiete wird ein Siebentel der heutigen Gesamtaleintiefung eher zu hoch als zu niedrig berechnet sein.

Sechs Siebentel der Taleintiefung waren also bereits zur Präglazialzeit vollendet. Auf Reste dieser Entwicklung — die Hochflächen zwischen Altenberg-Zwergenbergr und Thörleu, die „Mittelgebirge“ im Garmischer und Jachenau-Längstale wie in der Umgebung des Seefelder Passes, den hochgelegenen Taltorso des Kesselberges — ist wiederholt hingewiesen worden. Sie beweisen ein allmähliches Aufsteigen des Gebirgskörpers seit dem Abschluß der tertiären Gebirgsfaltung. Wenn auch noch im jüngsten Tertiär posthume Bewegungen, wie etwa die Transversalverschiebung des Kesselberges, stattgefunden haben mögen, so blieb doch der Gebirgskörper als solcher ein fertiges Ganzes und unterlag der Ausgestaltung durch Abtragung und Flußerosion. Diese Ausgestaltung blieb abhängig von dem Umfange des fortschreitenden Aufsteigens des Gebirges. Dies ist auch noch während des Diluviums der Fall gewesen.

Denn es darf nicht übersehen werden, daß von diesem geringen Betrage diluvialer Taleintiefung ein recht erheblicher Teil unmittelbar und mittelbar ebenfalls auf solche tektonische Ursache, nämlich die Hebung des Gebirges während der vorletzten Interglazialzeit, zurückzuführen ist. Hier ist aus Gründen, deren Verfolgung nicht mehr der Aufgabe der vorliegenden Untersuchung entspricht, der Gebirgskörper nochmals aus seinem Vorlande aufgestiegen, wie er es seit dem Abschluß der Faltung auch vor dem Eiszeitalter wiederholt getan hatte.

Damit sinkt die Rolle der diluvialen Talgeschichte auf ein Mindestmaß von Bedeutung herab. Sie ist nur ein kleiner Ausschnitt aus einer viel großartigeren Gesamtentwicklung. Nun läßt sich auch so recht erst erkennen, daß die Arbeit der eiszeitlichen Gletscher, bei aller landschaftlichen Auffälligkeit der durch sie geschaffenen Kleinarbeit, für den großen Verlauf der talgeschichtlichen Entwicklung eigentlich ziemlich belanglos war.

Diese Erkenntnis steht allerdings in nicht unwesentlichem Widerspruch mit den durch P e n c k und B r ü c k n e r und einige ihrer Schüler vertretenen Ansichten. Aber an sich ist der Gedanke nicht neu, die diluviale Talgeschichte nur als unmittelbare Fortsetzung, gewissermaßen als Nachspiel einer viel großartigeren älteren Talentwicklung zu betrachten. Reste der letzteren sind überall zu erkennen: K r e b s (51) hat sie aus der Dachstein-

gruppe erwähnt, P e n c k (64, Band III) selber in den Südalpen über den präglazialen noch ältere, pliozäne Talböden unterschieden, und wenn auch für die Schweizer Alpen die Ansichten verschiedener Forscher sich in grundsätzlicher Hinsicht vielfach widersprechen, so ist doch auch hier von allen Seiten anerkannt, daß in der Talgeschichte einzelne, einem allmählichen Aufsteigen des Gebirgskörpers entsprechende Abschnitte bis über die Präglazialzeit hinaus zu unterscheiden sind. Es kann als ein Fortschritt gelten, wenn in dieser Hinsicht die tektonische Bedeutung der vorletzten oder „großen“ Interglazialzeit, wie bisher schon für die Schweiz und die Südalpen (vgl. S. 155), nunmehr auch für einen wenn auch räumlich ziemlich beschränkten Teil der Ostalpen erkannt ist.

Ein Vergleich mit anderen Gegenden ist auch sonst recht lehrreich. Dies gilt nicht zuletzt von der Feststellung der Stadien beim Rückzuge der Gletscher nach der letzten Eiszeit. So wie sich innerhalb der Jugendmoränen des Vorlandes die von P e n c k als „innere Wälle“ in Bayern ausgeschiedenen Endmoränen als ein zusammengehöriges Stadium herausgestellt haben, welches in der Schweiz als „Zürichstadium“ (43, S. 258 ff.), im Bodenseegebiet als „Stein-Singener Phase“ (77) fortlaufend verfolgt werden konnte, so ist auch in der Schweiz die Einordnung der eigentlichen inneralpinen Rückzugsendlagen nach H e i m (43, S. 257) „auf große Unsicherheiten“ getroffen, weil sich ganz offenbar nicht nur zwischen die „inneren“ Jugendmoränen und die Moränen des Bühlstadiums, sondern auch zwischen diese und diejenigen des Gschnitzstadiums weitere Stillstandslagen einschieben. Insofern kann es ebenfalls als Fortschritt gelten, wenn in dem hier untersuchten Gebiete zwischen dem Bühl- und dem Gschnitzstadium noch ein weiterer Gletscherhalt, das Krünnstadium, sich überall gleichmäßig hat nachweisen lassen.

Aber gerade wenn man über die engen Grenzen eines räumlich beschränkten Arbeitsfeldes hinausblickt und größere Zusammenhänge suchen will, dann erkennt man wieder aufs klarste die Lückenhaftigkeit des bisherigen Wissens, welche oft genug ein solches Suchen nach Zusammenhängen zur müßigen Spielerei werden läßt. Auch hier kann es sich einstweilen nur darum handeln, den Schatz der Beobachtungen möglichst räumlich zu erweitern und eine dauerhaftere Grundlage der allgemeinen Er-

kenntnis zu schaffen, welche durch Tatsachen und Einzelheiten nicht reichlich genug gestützt werden kann.¹⁾

1) Erst während des Druckes dieser Arbeit gelangte ich zur Kenntnis der Untersuchungen, welche W. Kilian während des Krieges zusammen mit seinem Schüler J. Révil über die Rückzugsendlagen der letzten Vergletscherung im französischen Rhonegebiet und im Tale der Arc angestellt hat (wichtig vor allem die „Etudes sur la Période Pléistocène [Quaternaire] dans la Partie Moyenne du Bassin du Rhône“ in den Ann. de l'Univ. de Grenoble XX, 1919, S. 105 ff. sowie eine kurze Mitteilung „Sur l'Histoire de la Vallée de l'Arc [Maurienne] a l'Epoque Pléistocène“ in den C. R. Ac. Sciences [Institut de France] CLXIV, 1917, S. 138 ff.). Im ganzen Gebiete von Savoyen und der Nachbarschaft hat er mit großer Regelmäßigkeit folgende Stadien der letzten Eiszeit festgestellt:

1. Hauptphase der Würmvergletscherung (Würm I).
2. Erste Stillstandsphase des Rückzuges (Würm II), entsprechend dem „Schlierenstadium“ bei Heim.
3. Neowürmische Rekurrenz, entsprechend dem „Zürichstadium“ bei Heim (s. o.) — auch hier bezeichnenderweise wieder jene Gletscherlage, deren Endmoränen die großen Endseen umspannen, so daß also diese Erscheinung nunmehr einheitlich vom Lac du Bourget bis zum Ammersee festgestellt ist! —
4. Ein nur örtlich vorkommendes Rückzugsstadium (Bonneville an der Arve).
5. Bühlstadium.
6. Ein weiteres Rückzugsstadium (Ugine am Arly, einem Nebenfluß der Isère), entsprechend dem Krünnstadium.
7. Geschnittstadium, meistens in zwei kurz hintereinander liegende Endlagen zerfallend.
8. Daunstadium und Übergänge zu den altrezenten Stadien.

Zu ganz entsprechenden Ergebnissen ist nach Kilians Mitteilungen auch V. Novarese in zwei mir nicht zugänglichen Abhandlungen über „Il Quaternario in Val d'Aosta e nelle Valli di Canavese“ (Boll. R. Comit. geol. d'Italia XLV, 1916) und „Gli Stadi postwürmiani nella Valle d'Aosta“ (La Geografia VI, 1916, Februar-Märzheft) gelangt.

Nur eine so weiträumige Verfolgung dieser Fragen kann allmählich auch in dieser Hinsicht zu einer größeren Klärung führen!

Literatur und Karten

1. Literatur

1. D. Aigner, Das Tölzer Diluvium. Mitt. Geogr. Ges. München V, 1910, Seite 1.
2. Derselbe, Das Benediktenwandgebirge. Ebenda VII, 1912, S. 317.
3. Derselbe, Das Murnauer Diluvium. Ebenda VIII, 1913, S. 77.
4. Derselbe, „Das Tölzer Diluvium“ und „Die Glazialbildungen zwischen Tölz und Holzkirchen“. Ebenda VIII, 1913, S. 491.
5. O. Ampferer und W. Hammer, Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XLVIII, 1898, S. 289.
6. O. Ampferer, Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1902, S. 170.
7. Derselbe, Geologische Beschreibung des nördlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. LIII, 1903, S. 169.
8. Derselbe, Über Wandbildung im Karwendelgebirge. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1903, S. 98.
9. Derselbe, Die Bergstürze am Eingang des Ötztales und am Fernpaß. Ebenda 1904, S. 73 (80).
10. Derselbe, Studien über die Inntalterrassen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. LIV, 1904, S. 110.
11. Derselbe, Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1905, S. 118.
12. Derselbe, Geologische Beschreibung des Seefelder-, Mieminger- und südlichen Wettersteingebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. LV, 1905, S. 451.
13. Derselbe, Über Gehäugebreccien der nördlichen Kalkalpen. Ebenda LVII, 1907, S. 727.
14. Derselbe, Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung von Reutte. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1907, S. 345.
15. Derselbe, Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. Ebenda 1912, S. 197.
16. Derselbe, Das geologische Gefüge der Lechtaler Alpen. Ztschr. D. u. Ö. A.-V. XLIV 1913, S. 1.
17. E. Becker, Der Walchensee und die Jachenau. 1897.
18. J. Blaas, Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. 1902.
19. Derselbe, Struktur und Relief in den Alpen. Ztschr. D. u. Ö. A.-V. XXXV, 1904, S. 1.

20. A. Böhm, Die Hochseen der Ostalpen. Mitt. k. k. geogr. Ges. 1886, S. 625.
21. E. Böse, Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geognost. Jahresh. VI, 1893, S. 1.
22. G. Breu, Der Kochelsee. Ber. naturw. Ver. Regensburg. 1906.
23. S. Clessin, Der Ampergletscher. Correspondenzbl. min.-zool. Ver. Regensburg. 1875, S. 50.
24. Derselbe, Talbildung in den Alpen. Mitt. D. u. Ö. A.-V. 1877, S. 96.
25. Derselbe, Die Moränenlandschaft der bairischen Hochebene. Ztschr. D. u. Ö. A.-V. XIV, 1883, S. 193.
26. L. Distel, Zur Eiszeitforschung Kaukasus. Mitt. Geogr. Ges. München XIII, 1919, S. 342 (350).
27. E. von Drygalski, Die Entstehung der Trogtäler Eiszeit. Peterm. Mitt. 1912, II, S. 8 (vgl. ebenda S. 329).
28. H. Falbesoner, Der Fernpaß und seine Umgebung in Bezug auf das Glazialphänomen. XI. Progr. fürstbisch. Gymn. Brixen, 1886, S. 1.
29. E. Fels, Der Plansee. Mitt. Geogr. Ges. München VIII, 1913, S. 381.
30. Derselbe, Der heutige Stand der Kenntnisse über die bayerischen Seen. Ebenda IX, 1914, S. 375.
31. M. Flurl, Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. 1792, S. 64.
32. J. Gehl, Ein stadiales Zungenbecken bei Elmau. Mitt. Ver. d. Geographen a. d. Univ. Leipzig. II, 1912, S. 32.
33. A. Geistbeck, Die Seen der deutschen Alpen. Mitt. Ver. Erdk. Leipzig 1884, S. 203.
34. Derselbe, Südbayerische und nordtirolische Seen. Ztschr. D. Ö. A.-V. XVI, 1885, S. 334.
35. Derselbe, Die Seenwelt Südbayerns. Bayerland 1890, S. 111, 123, 138.
36. G. Göttinger, Die Exkursion der Mitglieder des geogr. Institutes der Wiener Universität ins bayerische Alpenvorland und nach Tirol im Juli 1902. Ver. d. Geographen a. d. Univ. Wien, Ber. über d. XXVII. und XXVIII. Vereinsjahr, 1903, S. 72 (91).
37. Chr. Gruber, Über das Quellgebiet und die Entstehung der Isar. Jahresber. Geogr. Ges. München XII, 1887, S. 1.
38. C. W. von Gümbel, Geognostische Beschreibung von Bayern. I.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. 1861.
39. Derselbe, Geologie von Bayern. II, 1894, S. 138—170.
40. F. F. Hahn, Einige Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. Ztschr. D. Geol. Ges. LXIV, 1912, Monatsber. S. 258.
41. Derselbe, Weitere Beobachtungen in der Flyschzone Südbayerns. 2.: Zusammensetzung und Bau* im Umkreis und Untergrund des Murnauer Moses. Ebenda LXVI, 1914, Monatsber. S. 46.
42. Derselbe, Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3.: Die Kalkalpen Südbayerns. Geol. Rundschau V, 1914, S. 112.
43. A. Heim, Geologie der Schweiz. I, 1919. Erster Hauptteil.
44. H. Heimbach, Geologische Neuaufnahme der Farchanter Alpen. 1895.

45. H. Heß, Die Gletscher. 1904. Ferner: Der Taltrog. Peterm. Mitt. 1903, Seite 73.
46. M. Hoefler, Der Isarwinkel. 1893.
47. Derselbe, Führer von Tölz und Umgebung. 1901.
48. R. von Klebelsberg, Glazialgeologische Notizen vom bayerischen Alpenrande. I—IV. Ztschr. f. Gletscherk. VII, 1913, S. 225; VIII, 1914, S. 226.
49. J. Knauer, Geologische Monographie des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes. Geognost. Jahresh. XVIII, 1905, S. 73.
50. Derselbe, Die tektonischen Störungslinien des Kesselbergs. Mitt. Geogr. Ges. München V, 1910, S. 324.
51. N. Krebs, Die Dachsteingruppe. Ztschr. D. u. Ö. A.-V. XLVI, 1915, S. 1 (14).
F. Levy, Die Frage der Einheitlichkeit der Eiszeit bayerischen Alpenvorlande. Peterm. Mitt. 1914, II, S. 190.
53. Derselbe, Die eiszeitliche Vergletscherung der Südalpen zwischen Dora Riparia und Etsch. Ztschr. f. Gletscherk. IX, 1915, S. 225, 306.
54. R. Lucerna, Morphologie der Montblancgruppe. Peterm. Mitt. Erg.-Heft Nr. 181, 1914 (dort auch weitere Nachweise).
55. O. Maull, Die bayerische Alpengrenze. Marburg. Dissertation. 1910.
56. J. Müller, Die diluviale Vergletscherung und Ubertiefung im Lech- und Illergebiet. Ein Beitrag zur Frage der Ubertiefung. Jahrb. preuß. Geol. Landesanst. XXXVIII, 1918, S. 1.
57. F. Nußbaum, Über die Fortschritte der morphologischen Erforschung der Schweiz. Ztschr. Ges. Erdk. Berlin 1914, S. 745.
58. A. Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. 1882.
59. Derselbe, Die Alpenseen. Aus allen Weltteilen XIII, 1882, S. 353.
60. Derselbe, Talbildung in den Alpen. Mitt. D. u. Ö. A.-V. 1885, S. 83.
61. Derselbe, Über interglaziale Breccien der Alpen. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1885, S. 363.
62. Derselbe, Zur Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leopoldina (Halle) XXI, 1885, S. 1.
63. Derselbe, Das Deutsche Reich. In: A. Kirchhoff, Länderkunde des Erdteils Europa, I, 1. 1887. Kap. I, II.
64. Derselbe, Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Buch, Kap. II, III. 1902.
65. Derselbe, Die Glazialbildungen zwischen Tölz und Holzkirchen. Ztschr. f. Gletscherk. VII, 1913, S. 74.
66. O. M. Reis, Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges, I. Geognost. Jahresh. XXIII, 1910, S. 61.
67. Das Relief des alten Inngletschers im Alpinen Museum. Mitt. D. u. Ö. A.-V. 1913, S. 278.
68. F. von Richthofen, Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. III, IV. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. XII, 1862, S. 140.
69. A. von Riedl, Stromatlas von Bayern. 1806. Blatt 1 u. 3.
70. A. Rothpletz, Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. 1894. S. 103—130.
71. Derselbe, Geologische Alpenforschungen II. 1905. S. 187.

72. K. E. von Schafhüttl, Geognostische Untersuchungen des süd-bayerischen Alpengebirges. 1851. S. 30 ff.
73. A. Schlagintweit, Neue Untersuchungen über die physikalische Geographie und Geologie der Alpen. 1854. S. 103—148, 185—232, 519—553.
74. O. Schlagintweit, Die Mieminger-Wetterstein-Uberschiebung. Geol. Rundschau III, 1912, S. 73.
Derselbe, Zum Problem des Wettersteingebirges. Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1912, S. 313.
76. F. X. Schmid, Die Ammer einst und jetzt. Würzburg. Dissertation. 1913.
77. W. Schmidle, Die diluviale Geologie der Bodenseegegend. Die Rheinlande, Heft 8, 1914.
78. Chr. Schmitz, Über die für die Fabriken und die Gewerbe, die Baukunst und den Handel dienlichen Mineralien des bayerischen Alpengebirges. Kunst- u. Gewerbebl., herausg. v. Polytechn. Ver. f. d. Kgr. Bayern XXIX, 1843, S. 510.
79. A. Schwager, Hydrotechnische Untersuchung oberbayerischer Seen. Geognost. Jahresh. X, 1897, S. 79.
80. U. Söhle, Geologische Aufnahme des Labergebirges bei Oberammergau. Ebenda IX, 1896, S. 1.
81. Derselbe, Das Ammergebirge, geologisch aufgenommen und beschrieben. Ebenda XI, 1898, S. 39.
82. Der Wasserbau an den öffentlichen Flüssen in Bayern. 1887. S. 149.
83. E. Wunderlich, Eibsee- und Fernpaßbergsturz und ihre Beziehungen zum Lermooser Becken. Mitt. D. u. Ö. A.-V. XXXIX, 1913, S. 333.

2. Karten

- Bayerische Positionsblätter 1: 25 000 Nr. 809—811, 830—839, 860—867, 877 bis 880, 898—900, alle in Buntdruck, aber je nach der Erscheinungszeit hinsichtlich der Genauigkeit wie der Bildschönheit ungleichwertig.
- Topographischer Atlas von Bayern 1: 50 000 Nr. 89 west und ost, 90 west und ost, 91 west, 96 ost, 97 west und ost, 98; die vier letztgenannten in Buntdruck und von großer technischer Vollendung, die ersteren in schwarzer Schraffur und recht unübersichtlich.
- Karte des Deutschen Reiches 1: 100 000 Nr. 662—664, 671—672, in der Buntdruckausgabe recht anschaulich und auch genau; es besteht ein sehr brauchbarer Umdruck „Hohenschwangau, Garmisch-Partenkirchen“ mit der Darstellung des größten Teiles des hier behandelten Gebietes (auch als Tafel 24 der unter Lit. Nr. 29 aufgeführten Arbeit von Fels in den Mitt. Geogr. Ges. München VIII, 1913 erschienen).
- Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1: 75 000 Zone 16 Kolonne III und IV, in schwarzer Schraffur und recht ungenau.
- Geologische Spezialkarte der Österreich-Ungarischen Monarchie 1: 75 000 Zone 16 Kolonne III und IV von Ampferer.
- Geologische Karte des Wettersteingebirges 1: 25 000 von Reis und Pfaff mit Beiträgen von Ampferer, vgl. Lit. Nr. 66 (leider ist die topogra-

phische Unterlage dieser prächtigen Karte, welche nur von 100 zu 100 m Höhenschichtlinien enthält, ganz ungenügend).

- Geologische Karte des Herzogstand-Heimgarten-Gebietes 1: 25 000
K n a u e r, vgl. Lit. Nr. 49.
- Geologische Karte des Kesselberges 1: 25 000 von K n a u e r, vgl. Lit. Nr. 50.
- Geologische Karte der Krottenkopfgruppe 1: 25 000 von K n a u e r (in handschriftlichem Entwurfe).
- Geologische Karte des Benediktenwandgebirges 1: 25 000 von A i g n e r, vgl. Lit. Nr. 2.
- Geologische Karte der Farchanter Alpen 1: 50 000 von H e i m b a c h, vgl. Lit. Nr. 44 (heute ganz überholt).
- Geologische Karte des Kramer- und Friedergebirges 1: 25 000 von W o l f (handschriftlich).
- Geologische Karte des Labergebirges 1: 25 000 von S ö h l e, vgl. Lit. Nr. 80.
- Geologische Karte des Ammergebirges 1: 25 000 von S ö h l e, vgl. Lit. Nr. 81.
- Geologische Karte der Hohenschwangauer Alpen 1: 25 000 von B ö s e, vgl. Lit. Nr. 21. (mit unzulänglicher topographischer Grundlage).
- Das Tölzer Diluvium 1: 100 000 von A i g n e r, vgl. Lit. Nr. 1.
-

Namenverzeichnis

A

Ach 114
Ache 133
Achensee 6, 14
Achrain 84
Ahren 15, 67, 160
Aigner 30, 49, 50, 51, 52, 74
Allgäu 9, 31
Almbach 48
Almgraben 47
Almhütte 80, 86
Alpspitze 141
Altenau 28, 110, 111, 166
Altenberg 100, 101, 119, 142, 156, 166, 171, 177
Altlachberg 42
Ammer 6, 8, 9, 10, 15, 16, 17, 19, 29, 30, 50, 99, 100, 102, 103, 104, 105, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113, 114, 142, 145, 146, 147, 148, 150, 154, 156, 160, 161, 162, 165, 166, 176
Ammergau 4, 15, 16, 28, 30, 110, 111, 112, 113, 114, 138, 142, 147, 154, 156, 160, 161, 162, 165, 166, 167
Ammersee 179
Ammerwald 16, 21, 94, 99, 102, 103, 105, 106, 130, 147, 160, 170
Amperer 7, 29, 68, 69, 93, 94, 103, 115, 116, 124, 125, 131, 152
Anderlkopf 47
Arc 179
Archbach 13, 126, 127, 129, 131, 132, 142
Arlesberg 91, 92
Arly 179
Arnspitz 12, 15, 68
Arve 179
Arzbach 48, 51
Aschaukapelle 35, 36
Au 40, 41
Au (Auf der —) 62
Aubach 63
Aue 122
Auerberg 84
Aufacker 18, 142
Augsburg 10
Außerfern 4, 6
Axljochberg 122

B

Büchhalpe 98, 137
Bacherleger 47, 50, 51
Badersee 86, 150
Bannwaldsee 134, 150
Barmsee 37, 38, 149, 1:
Bayerniederhofen 134
Benediktenwand 8, 14, 72, 142, 147, 154
Benna (Hintere —) 1:
Bergental 70, 71
Berwang 142, 162
Bettliger (Oberer —
Bichlbach 122, 123, 124
Bichlbüchleberg 123
Bieberwier 115, 117, 1
Birchbodenalpe (Unte:
Blattberg 17, 100, 142
Blaue Gumpen 78, 160
Bleckenau 136, 137
Bleispitze 17, 122
Bodenlahne 77, 79
Bodensee 178
Bonneville 179
Böse 8, 136
Brandenberger Ache 2
Breitenau 85
Brückner 26, 169,
Brunnberg 142
Brunnenberg 64
Brunnenkapelle 126
Brunnenköpfl 108
Brunnensteinköpfl 34
Buchen 11, 18
Buching 134

C

Clessin 27

D

Dachstein 177
Daniel 119, 120, 125, 1
Deutenhausnerbach 13
Distel 21
Donau 138
Drahnbach 12, 15, 67,
Dreistülkerkopf 142
Drüsselgraben 75, 160,

von Drygalski 23
Duftelalpe 125
Duhnebühel 121
„Durch den Boden“ 15, 32, 67, 69, 70,
160, 162, 173
Durerlahne 86
Dürrach 15, 40, 41, 42, 43, 45, 164
Dürrnberg 142

E

Ebenwald 79
Ebnet 80
Eckenberg 18
Ehrenberger Klause 11, 12, 13, 123,
125, 132, 139, 148, 170, 171
Ehrwald 16, 90, 91, 98, 117, 118, 151,
160, 166, 167, 176
Eibsee 82, 85, 86, 87, 88, 90, 91, 150
Einsiedel (Oberrnach) 56
Eisack (Scharnitz) 32, 33, 37
Ellmau 18, 30, 72, 75, 76, 77, 149
Elmau 17, 18, 90, 91, 104, 105, 106,
107, 108, 109, 110, 111, 147, 156, 160,
163, 170, 171, 176
Enningalpe 107
Enzenstetten 138
Eppzirl 12
Erzbach 15, 16, 21, 94, 96, 99, 100,
101, 103, 105, 106, 119, 129, 130, 147,
166
Erzlane 55
Eschenlaine (und Eschental) 12, 17,
18, 54, 55, 56, 60, 65, 74, 81, 82, 83,
84, 142, 148, 162, 169, 170, 171
Eschenlohe 27, 81, 82, 83, 84, 85, 86,
95, 111, 148, 149, 153, 154, 160, 176
Eselauberg 49
Eselberg 81
Esterberg 18
Ettal 16, 18, 82, 84, 99, 108, 109, 110,
111, 141, 144, 147, 148, 156, 160, 165,
170
Eurasburg 28, 153

F

Falbesoner 28, 115
Falkenberg 43, 44
Falkenstein 139, 142
Fall 7, 14, 20, 27, 28, 39, 41—51, 159,
164, 165, 166, 169, 171
Farchant 5, 81, 82, 83, 95
Faselberg 17, 101, 142
Faselkopf 95, 100
Faukenbach 83
Feigenkopf 17, 142
Feldbichel 66
Fels 4, 29, 86, 93, 125, 128, 129
Ferchenbach 72, 75, 76, 79, 160, 161,
163, 176
Ferchensee 34, 79, 170

Fernpaß 6, 7, 10, 13, 18, 28, 29, 87, 90,
98, 115—122, 124, 125, 127, 130, 145,
146, 147, 155, 156, 157, 160, 163, 166,
170

Fernsteinsee 115
Filzgraben 59
Finzbach 33
Fischbach 102, 103, 106
Fischbachgraben 42
Fischberg 57, 64
Fleckl 49
Fockenstein 52
Frauenwald 133
Frieder 8, 18, 90, 106
Friederau 90, 91, 92, 107, 148
Friedergraben 106
Friedergries 91
Friederlaine 91
Füssen 134, 135, 136, 138, 139, 147,
150, 166

G

Gacherl-Tod-Klammerl 55
Gaistal 16, 18, 66—71, 121, 141, 144,
160, 162, 176
Gamsangerl 104
Garmisch 5, 13, 14, 20, 28, 30, 35, 52,
72, 73, 78, 80, 81, 82, 83, 85, 86, 89,
95, 134, 139, 145, 148, 150, 153, 155,
156, 160, 161, 163, 164, 176, 177
Gärtnerwand 17, 18, 19
Gehl 30, 75
Gehrenspitze 133
Geierköpfe 8, 17, 18, 19, 100, 102, 103
Geigerstein 49, 52
Geistal 106
Geistbeck 29,
Gerold 73, 74
Gießenbach (Eppzirler) 12
Gießenbach (Ettal) 83
Gießenbach (Farchant) 82
Göttinger 30
Grainau 85, 86, 88, 91
Grammersau 39
Graswang 16, 105, 108, 109, 110, 111
Griesberg 90
Griesen 5, 10, 13, 16, 80, 85, 88, 90,
91, 93, 98, 119, 149, 160
Griesspitzen (Hohe —) 18, 19, 141
Grindelwaldgletscher (Unterer —) 78
Grubenkopf 82
Grundbach 122, 125, 129, 130
Gschwand (Gschwandtnerbauer) 73,
142
Gschwanden 76, 77, 79
von Gumbel 8
Gurgital 7, 10, 13, 21, 90, 116, 119,
120, 122, 127, 146, 160, 161, 165, 176

H

Hahn 8, 29
Hahtennjoch 135
Halbammer 17, 56, 112, 113, 114, 115,
136, 137, 143
Halblech 17, 56, 113, 114, 115, 134, 136,
137, 138, 143
Hammersbach 86, 88, 89, 149, 160, 166
Hüselgörl 118
Häusllahne 105
Heim 138, 172, 178
Heimbach 8
Heimgarten 18, 55, 56, 142, 155
Heiterwand 10, 17, 19, 117
Heiterwang 11, 123, 124, 125, 128, 129,
135, 148, 150, 160, 164, 168, 176
Heiterwangersee 125, 127, 129
Hemmer 42
Hennenkopf 42, 43, 44
Herrenköpfl 49
Herrgottsschrofen 28, 30, 85, 86, 88,
95, 169
Herzogstand 59
Höb 168
Hinterau 12, 32
Hinterbichl 133
Hintergraseck 76
Hinterthoren 6, 7, 11, 12, 13, 16, 17,
20, 24, 29, 94, 96, 101, 117, 119—132,
134, 140, 144, 145, 146, 147, 148, 155,
156, 160, 161, 163, 164, 168, 176
Hirschbach 48
Hirschbühel 18
Hirzneck 18
Hochplatte 101, 142
Höfen 66
Höfler 43
Hohenburg 48, 49
Hohenreuth 45, 49, 63, 159, 160, 166
Hohenschwangau 137
Höllental 88, 89, 140, 149, 150, 160,
162, 166
Höllentalsspitzen 141
Hopfensee 134, 150
Hornberg 136
Hörnle 18, 19, 142
Hühnerberg 44
Hühnerkopf 42
Hühnerköpfl 42
Hundinghütte 16, 17, 102, 103, 160,
176
Hundsarschbach 135
Hundsfellnöser 103
Hupfleiten 79
Husselmühle 36

I

Illach 114
Illasberg 138

Iller 138, 152
„In der Burg“ 49
Inn 6, 7, 10, 11, 12, 15, 19, 21, 29, 31,
39, 66, 90, 116, 130, 142, 144, 146,
151, 152, 155, 162, 165, 167
Innsbruck 141
Inzing 11
Isar 5, 6, 7, 10, 12, 14, 15, 18, 19, 20,
27, 28, 31, 32, 33, 35—45, 47, 48, 49,
51—54, 56, 60, 62, 63, 65, 71, 72, 73,
74, 75, 77, 79, 80, 82, 125, 129, 141,
142, 144, 147, 148, 149, 150, 151, 152,
153, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161,
162, 163, 164, 165, 166, 169, 172, 173,
176
Isarwinkel 4
Isère 179.

J

Jachen 14, 49, 58, 62, 64, 65, 160
Jachenau 5, 9, 12, 14, 28, 30, 39, 48,
50, 51, 53, 54, 56, 59, 62—65, 72, 147,
148, 157, 159, 160, 161, 165, 176, 177
Jägerberg 44, 45, 46, 48, 49
Joch 61
Jochberg 60
Jochfleck 61

K

Kainzenbad 74, 77, 80, 81, 82, 83, 86,
87, 148
Kälbertal 116, 166
Kaltenbrunn 72, 73, 74, 160, 163, 173
Kaltes Wasser 114
Kalvarienberg (Hohenburg) 49
Kalvarienberg (Tölz) 52
Kankerbach 14, 72, 73, 76, 81, 85, 141,
160, 163, 173, 176
Kapell 110
Kappel 134, 161, 166
Karres 10
Karwendel 6, 8, 9, 10, 11, 12, 14, 15,
18, 29, 31, 34, 39, 40, 51, 72, 74, 147,
148, 155, 156
Karwendelbach 33, 34
Katzenkopf 54, 55, 56, 57, 59
Katzenloch 11, 15, 66, 67, 71, 141, 170
Katzenstein 80, 81
Katzental 83, 84
Kaufbeuren 134
Kellental 15, 18, 141
Kellerlaine 92
Kempten 10
Kenzen 17, 142
Kernhof 51
Kesselbach 30
Kesselberg 5, 12, 14, 27, 38, 56—62,
65, 74, 142, 144, 147, 148, 155, 156,
165, 170, 171, 177
Kesselgraben 143

Kilian 179
Kirchbichl (Hinterthoren) 123
Kirchbichl (Loisach) 81, 83
Kisten (Hoher —) 18
Klaffenbach 48
Klais 37, 53, 75, 77, 149
Klammbach 15, 32, 34, 67, 159
Klammspitze 142
Klassenalpe 40
Klausen 123
von Klebelsberg 30, 50, 51, 56,
65, 82, 104, 105, 107, 108, 109, 110,
112, 114, 133, 134, 146, 151
Knauer 8, 14, 30, 58, 60, 84
Kniepaß 133, 135, 148
Knorrhütte 79
Kochel 53, 58, 59, 60, 141
Kochelberg 76, 77, 81
Kochelsee 8, 12, 29, 30, 56, 59, 60, 61,
62, 82, 113, 142, 150, 155, 167
Kochental 66
Kögel 84
Kohlbach 105, 106, 107, 108
Kohlberg 125
Kohlgrub 113
Köpfen (Auf den —) 63
Kramer 5, 8, 80, 88
Krammetsau 14, 20, 39, 44, 45, 46,
51, 54, 62, 164, 165, 172, 176
Kranzbach 75
Krebs 177
Kreidenbach 75, 160, 163, 176
Krekelmoos 131, 132
Kreuzeck 141
Kreuzjoch (Garmisch) 79, 141
Kreuzjoch (Lechtal) 17
Kreuzloch 107
Kreuzspitze 8, 18, 102, 107
Krottenbach 45
Krottenkopf 5, 8, 9, 18, 53, 54, 55, 72,
142, 143, 155
Krünn 14, 33, 35, 37, 38, 44, 45, 46,
53, 54, 75, 159, 162, 176
Kuchelbach 105, 107, 110, 162
Kuchelberg 102
Kuchelschlag 108
Kuckerbach 100, 101, 102

L

Laber 8, 18, 112, 142
Lac du Bourget 179
Lähn 11, 17, 120, 122, 123, 124, 128,
140, 159, 160, 170, 176
Lähnbach 114
Lahnegraben 84
Lahnenwiesgraben 82
Laich 64
Lain 64
Laine (Große —) (Ammergau) 113,
142

Laine (Große —) (Jachenau) 62, 64
Laine (Kleine —) 59, 64, 65
Laintal 33, 34, 79
Lammberg 123
Langeneck 49, 63
Längenfeld 79
Lautersee 34, 79, 170
Lech 5, 6, 7, 9—13, 17, 18, 19, 31,
39, 94, 95, 97, 113, 114, 123—126,
128, 130—139, 142, 143, 144, 146,
147, 148, 150, 151, 152, 153, 154,
161, 162, 164, 166, 167, 168, 169, 176
Lehenwald 32
Leimbach 114
Leitenbach 67
Leiterwald 34
Lenggries 48, 51
Lermoos 10, 11, 13, 16, 20, 30, 66, 99,
115—118, 120—126, 134, 140, 141,
150, 160, 163, 165, 176
Leutasch 12, 14, 15, 16, 28, 29, 32,
33, 34, 66—71, 101, 121, 151, 156,
160, 162, 169, 172, 173, 176
Lindergries 103, 104, 154, 176
Linderhof 104, 105, 107, 109, 111, 148,
160, 176
Lindermoos 105, 106, 109
Lobentalbach 115
Lober 83
Loisach 5, 6, 9, 10, 12, 13, 15—20,
27—30, 34, 37, 44, 50, 52, 54, 55,
56, 61, 65, 72—75, 77—82, 84—86,
88—91, 94—96, 98, 104—109, 111,
113, 115, 117—120, 122, 125—130,
133, 142, 143, 144, 146—151, 153,
154, 155, 156, 157, 160, 161, 162,
163, 164, 165, 166, 167, 168, 169,
172, 173, 176
Loreakopf 17, 115
Lucerna 168
Lnsbach 121, 122

M

Mühberg 122
Mälder (Untere —) 32
Marmorgraben 35, 36
Mathaisenkar 88
Maull 4, 5
Mäturlen (Drei —) 123
Meßnerberg 64
Mieming 116
Miemingerbirge 8, 10, 11, 16, 18,
21, 28, 29, 31, 66, 71, 121, 141
Miesingberg 88, 91
Milchgraben 38, 39
Milser (Ruine) 32, 159
Mittelberg 101, 119
Mittenwald 4, 5, 15, 28, 31, 33—44,
46, 53, 54, 72, 74, 141, 145, 148,
155, 156, 159, 160, 163

Moos 67, 71
Müsern 11, 18, 32, 141, 170
Mühlbach 49
Mühlwald 123
Müller 9, 24, 31, 93, 94, 95, 120,
122, 124, 128, 130, 132, 133, 136,
138, 139, 146, 151, 154, 162
Murbach (Unter-) 49
Murnau 16, 28, 29, 82, 84, 95, 109,
141, 148, 150, 160
Musau 133

N

Namlos 167
Nassereitn 10, 116, 160, 176
Negelsee 18, 66, 67, 70, 121, 141, 170,
171
Neidernach 13, 90, 91, 92, 93, 94, 96,
99, 102, 119, 120, 126, 127, 128,
130, 133, 151, 154, 160, 164, 165,
167, 168, 169, 176
Nesselgraben 114
Nesselwang 138
Neualpbach 103, 106, 107
Neuschwanstein 137
Neuweidbach 92, 93, 94, 101, 147
Niedernach 56, 58, 64
Noth 15, 18
Novarese 179
Nowak 116
Nubbaum 138

O

Oberammergau 110, 113
Oberaletschgletscher 78
Oberau 16, 80, 81, 82, 83, 84, 160
Obergries 48
Obernach 5, 12, 53, 54, 55, 56, 58, 59,
60, 62, 63, 159, 165
Oberndorf 134
Oberreintal 78, 79
Ochsenängerle 102, 136, 137
Ochsensitz 42
Ofen (Wackerle) 68, 69
Ofenberg 17, 88, 90, 91, 92, 93
Ohlstadt 84, 160

P

Partenkirehen 3, 10, 14, 35, 72, 73,
74, 81, 83, 85, 134, 141, 143, 160
Partnach 28, 72, 75—81, 83, 87, 89,
141
Pencck 4, 26, 27, 29, 30, 31, 35, 39,
42, 46, 48, 50, 51, 60, 61, 68, 69,
77, 82, 84, 85, 90, 93, 109, 110, 115,
117, 134, 140, 145, 146, 152, 153,
157, 165, 169, 177, 178
Pertlshütte 97
Pfaß 8, 27, 30, 32, 33, 86, 89

Pflach 135, 136, 148
Pfronten 133, 141, 142, 143, 148, 161
Pitzenbach 96, 127, 129, 162, 166
Plansee 5, 9, 11, 13, 16, 17, 21, 24,
28, 29, 85, 89, 90, 93, 94, 95, 96, 97,
99, 100, 101, 103, 105, 107, 119, 122,
125—132, 142, 145, 146, 147, 148,
150, 151, 156, 160, 162, 165, 166,
168, 170, 176
Plansee (Kleiner —) 126, 127, 129, 131,
142, 144, 160, 171, 176
Platt 79
Plattspitzen 18
Pöllattal 102, 136, 137, 138, 143, 154
Pontiefensteig 118, 119, 120, 121
Porta Claudia 12, 33, 34, 151
Probstalpe 51
Puitbach 68, 69, 70, 160, 171, 173,
176
Pürschling 112, 142

R

Rabenkopf 83
Rabenwinkelgraben 40
Ruin (Hoher —) 88
Raineck 34
Ranzen 133, 135
Rauhühel 108
Rautängerle 121, 124
Rehgraben 62
Reichenaubach 62, 64
Reintal (Garmisch) 15, 72, 76, 77, 78,
79, 149, 160, 162, 165
Reintal (Lech) 135
Reis 8, 27, 32, 86, 89
Reiseralpe 40, 45
Reith 32, 67, 70
Reschberg 82
Reutte 6, 7, 29, 97, 123, 130—136,
139, 141, 150, 161
Révil 179
Rhein (Alpen-) 138, 153
Rhone 179
Rieden 123
Rinnen 162
RiBbach 39, 40, 41, 50, 65, 164
Rissersee 80, 81
Rohrmöser 63
Rührmoosbach 62, 63
Roßhaupten 16, 138
Roßschlägpaß 133, 135, 148
Roterkopf 18
Roterstein 17, 116, 142
Rotlech 132, 143, 162, 166
Rotmoos 137
Rotwandgraben (Jachenau) 62
Rotwandgraben (Walchensee) 57
Rummelsberg 52

S

Sachenbach 12, 56, 57, 58, 59, 64, 65
 Sachengraben 53
 Sachensee 53
 Sägbühel 61
 Sägertal 104, 105
 St. Dionys 49
 St. Maria 119
 St. Rochus 117, 118, 119
 Sassau 57
 Sattel (Hoher —) 15, 32
 Satteltal 67
 Sauereck 142
 Saulgrub 28, 110, 111
 Siuling 8, 16, 97, 98, 99, 142
 Schachtkopf 117
 Schäferblassengraben 102
 Scharnitz 5, 7, 12, 15, 29, 32, 33, 37,
 39, 41, 151, 155
 Scheinberg (Vorderer —) 17
 Scheinberggraben 102
 Schellbach 93, 94, 107, 147, 162
 Schelllaine 92
 Scherenau 110
 Schergenwieserberg 43
 Schlagstein 98, 142
 Schlattan 74
 Schlegldorf 49
 Schliersee 6
 Schlögelberg 11, 123, 124, 128, 132,
 142, 144, 163
 Schloßberg 11, 123, 124, 128, 132, 142,
 144, 163
 Schmalzersee 53, 54
 Schmid 30
 Schmittenberg 136
 Schmitz 27
 Schmölz 82, 85
 Schneckenlahnergraben 40, 41
 Schneefernerkopf 79
 Schneidberg 114, 138
 Schoberberg 91, 119
 Schronbach 40, 47, 48, 166
 Schützensteig 102
 Schwager 30
 Schwangau 8, 137
 Schwarzenbach (Griesen) 90, 91, 93,
 94, 95
 Schwarzenbach (Tölz) 48, 49, 51
 Schwarzenberg 142, 144
 Seebach 32
 Seefeld 5, 7, 9, 10, 11, 14, 15, 18, 19,
 28, 31, 32, 34, 35, 38, 63, 67, 69, 70,
 75, 141, 144, 145, 146, 152, 155, 156,
 157, 159, 163, 170, 177
 Seespitz 127, 129
 Seestadeln 12, 32, 34, 159
 Seibertsgraben 40
 Seinsbach 35

Simmetsberg 18
 Söhle 8
 Soldatenköpfl 142
 Solstein 18, 19
 Sonnenbichl 80
 Spielleite 81
 Spießbach 96
 Spießwand 95, 96, 100, 127, 142, 144,
 151, 160, 171, 176
 Spitzberg 40
 Spitzgraben 105
 Spitziger Brand 119
 Staffelgraben 40
 Stall (Elmau) 106, 160, 170, 171, 176
 Stall (Sägertal) 104
 Stanzach 167
 Stegerberg 131, 132
 Steinbach 48
 Stiergraben 38, 39
 Stierlaine 92
 Stötten 134
 Stuibenfall 126, 132
 Sulzbach 67
 Sylvenstein 42, 43, 44, 45

T

Talbach 123
 Tannern 50, 65
 Tarrentonalpe 17, 117
 Tarrenz 117, 160
 Taubenberg 147
 Tauernberg 14, 96, 126, 131
 Tegernsee 5, 6, 13, 14, 145
 Tegestal 17, 115, 116, 117, 135, 166
 Teufelstal 100
 Thaneller 122, 142
 Thörln 85, 87, 89, 118, 119, 120, 142,
 143, 144, 145, 151, 156, 161, 165, 171,
 177
 Thorsäulen 96, 97, 99, 100, 101, 102,
 128, 151, 160, 176
 Thorsäulenbach 96, 97, 98, 99, 102,
 126, 160, 166
 Tillfußalpe 67, 71
 Tischberg 28, 153
 Tödenbühel 110, 111, 112, 113, 114,
 142, 156, 160, 166, 171, 176
 Tölz 4, 6, 7, 14, 20, 28, 30, 31, 47,
 49—52, 61, 62, 63, 65, 66, 113, 141,
 146, 147, 150, 153, 154, 156, 157, 158,
 159, 172, 176
 Tratenbach 51
 Trauchberg 16, 17, 19, 113, 114
 Trauchgau 138, 141

U

Ugine 179
 Urfeld 56
 Urisee 131

V

Venusberg 107
Vestbühel 81, 82, 83, 85, 95
Vils 133, 134, 135, 136, 138, 148, 150,
161
Vordergraseck 76, 77, 87, 141, 144, 149
Vorderriß 5, 38, 39, 40, 41, 42, 43,
159, 176

W

Wackerle 67, 68, 69, 70, 160
Wackersberg 48
Wagenbruchsee 14, 18, 53, 73, 74, 149,
170
Walchen 14, 43, 44, 45, 46, 51
Walchensee 5, 8, 12, 14, 17, 29, 30, 37,
38, 39, 44, 52—60, 62, 65, 144, 145,
147, 148, 150, 159, 169
Wallgau 7, 12, 28, 32, 35—42, 44, 46,
51, 52, 53, 54, 56, 63, 65, 144, 148,
159, 162, 163, 167, 169, 170, 173
Wamberg 73, 141, 142, 144, 171
Wanne (Auf der —) 55, 81, 82
Wanneck 18, 117, 125
Wannereck 124
Wassergraben 91
Weidach 15, 67, 68, 69, 70, 160
Weidmoos 16, 109, 110
Weigmannsee 14, 18, 53, 73, 74, 170,
173
Weilheim 28, 147
Weißbach 13, 14
Weißbach 134, 161, 176
Weißensee 150

Weitalp Spitze 17
Wengen 84
Wengwies 84
Werdenfels (Ruine) 81
Wertach 138
Westerdürrach 45, 46
Wettersteingebirge 5, 8, 10, 11, 15, 16,
18, 29, 68, 71, 72, 75, 78, 79, 86, 141,
147, 148, 155, 156, 162
Wettersteinwald 79
Wettersteinwand 18, 140
Wetzsteinlaine 84
Wiesalpe 45, 46
Wildenau 76
Wilfertsbach 40, 41, 44
Wilfetsgraben 62
Wilten (Innsbruck) 10
Windstierkopf 18
Wolf 8
Wunderlich 30, 90, 117, 120

Z

Zellergraben 38, 39
Ziegspitz 106
Zugspitze 85, 87, 118, 119, 140, 141,
142, 145
Zundernkopf 97, 98, 142, 143
Zwergenbergr 17, 100, 119, 144, 151,
156, 166, 171, 177
Zwergern 57
Zwieselbach 97, 98, 126, 132, 137, 142,
144, 166
Zwieselberg 96, 142

Inhaltsübersicht

	Seite
Vorwort	3
I. Einleitung	5
a) Lage und Begrenzung des darzustellenden Gebietes	6
b) Geologischer Aufbau	7
c) Talentwicklung und Entwässerung	10
d) Art, Mittel und Wege der Untersuchung	21
e) Geschichtliches	26
II. Die heutigen Täler und ihr eiszeitlicher und nacheiszeitlicher Formenschatz	31
a) Der Seefelder Quertalzug	31
1. Das Quertal von Seefeld bis Mittenwald	31
2. Das Isartal von Mittenwald bis Wallgau	35
3. Das Isarlängstal von Wallgau bis Fall	39
4. Das Isarquertal von Fall bis Tölz	47
5. Das Walchenseegebiet	52
6. Die Jachenau	62
7. Die Leutasch	66
b) Der Garmischer Längstalzug	72
1. Das Längstal zwischen Mittenwald und Partenkirchen	72
2. Das Werdenfölscher Becken und das untere Loisachquertal	80
3. Das Längstal westlich von Garmisch	85
4. Das Längstal der Ammer und seine Umgebung	99
c) Der westliche Quertalzug	115
1. Fernpaß, Lermooser Becken und oberes Loisachquertal	115
2. Das Hinterthorental und der Plansee	122
3. Das Becken von Reutte und der Lechaustritt	130
III. Der Werdegang des heutigen Formenschatzes seit der Pröglazialzeit	140
a) Die präglazialen Täler	140
b) Die eiszeitliche Vergletscherung	146
c) Eisstromrichtung und Deckenschotterfrage	151
d) Die Übertiefung	158
IV. Schluß	175
Literatur und Karten	180
Namenverzeichnis	185
Inhaltsübersicht	192