

Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie

Von E. Spengler

(Mit einer morphologischen und glazialgeologischen Karte [Tafel I] und 4 Profilen im Text)

Inhaltsverzeichnis

	Seite
I. Das Tertiärbecken von Aflenz	21
II. Reste der miozänen Landoberfläche und Augensteinvorkommen im Hochschwabgebiete	26
III. Das Altersverhältnis der tertiären Landoberflächen zum Aflenz Miozän	36
A. Das Altersverhältnis der Augensteinlandschaft zum Aflenz Miozän	36
B. Das Altersverhältnis der Raxlandschaft zum Aflenz Miozän	40
C. Das Altersverhältnis der tektonischen Störungen der Raxlandschaft zum Aflenz Miozän	43
IV. W. Schmidts »Altzyklus« und D. Bädeckers »Zweiter Talzyklus auf dem Plateau«	43
V. Die quartären Ablagerungen in ihren Beziehungen zur Morphologie	48
A. Im Aflenz Becken	48
B. Die eiszeitliche Vergletscherung der Hochschwabgruppe	51
VI. Zur Talgeschichte des Salza- und Erzbachtales	64
VII. Voreiszeitliche und eiszeitliche Formen	69
VIII. Nacheiszeitliche Ablagerungen des Diluviums	71

In den folgenden Mitteilungen sind die Beobachtungen über die jungtertiäre und quartäre Geschichte des Hochschwabgebietes enthalten, die ich bei der Neuaufnahme des Spezialkartenblattes: »Eisenerz, Wildalpe und Aflenz« machen konnte; es ist daher nur das durch den künstlichen Rahmen dieses Spezialkartenblattes bezeichnete Gebiet in die Darstellung einbezogen.

I. Das Süßwassermiozän von Aflenz

Das Talbecken von Aflenz, welches sich in einer Länge von 18 km von Etniöbl in ostnordöstlicher Richtung bis zum Gasthause Zwanzen in der Stübmung erstreckt und bei Graßnitz eine größte Breite von

2 km erlangt, ist bekanntlich von miozänen Süßwassersedimenten erfüllt. Die Literatur über das Aflenzer Tertiär setzt sich hauptsächlich aus folgenden Arbeiten zusammen:

A. Hofmann, Die Fauna von Göriach. Abhandlungen der Geologischen Reichsanstalt. XV. Band. Wien 1893. Mit einer Zusammenstellung der älteren Literatur.

K. Oestreich, Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. Jahrbuch der Geolog. Reichsanstalt. 49. Band. Wien 1899. S. 193.

W. Petrascheck, Kohlengologie der österreichischen Teilstaaten. VI. Braunkohlenlager der österreichischen Alpen. Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch der Montanistischen Hochschule in Leoben 1924. S. 26 (Aflenz—Turnau).

Während in den Arbeiten von Hofmann und Petrascheck hauptsächlich die Beobachtungen im Göriachener Braunkohlenbergwerk und bei Tiefbohrungen mitgeteilt werden, sollen hier die — leider äußerst spärlichen — Tagesaufschlüsse beschrieben werden.

Das Grundkonglomerat des Miozän tritt vorwiegend am Nordrande des Beckens zutage. Der beste Aufschluß liegt in dem Graben nördlich von Dörflach. Man sieht hier, daß es sich um ein meist sehr grobes Konglomerat handelt, dessen Gerölle der Größe nach sehr wenig sortiert und meist nur kantengerundet sind, so daß das Gestein oft besser als Breccie bezeichnet wird. Die tieferen Lagen enthalten neben vereinzelt Kalken und Dolomiten fast nur Werfener Schiefergerölle, eine höhere Lage hingegen vorwiegend große Blöcke von Triaskalken (hauptsächlich schwarzen Aflenzer Kalk). Das Bindemittel ist meist grün (fein zerriebener Werfener Schiefer) und enthält sowohl in den schiefergeröll- als in den kalkgeröllführenden Lagen nicht selten Schalen von Süßwassermollusken (meist Hydrobien).

Es handelt sich bei diesen Grundkonglomeraten sicherlich um eine Strandablagerung des miozänen Süßwassersees; die Brandung hat anfangs nur Werfener Schiefer bespült und ist erst später bis zu den Triaskalken vorgedrungen. Größere Anhäufungen gut erhaltener Molluskenschalen liegen besonders dort, wo die Gerölle stark zugunsten des tonigen Bindemittels zurücktreten. Die Schnecken haben offenbar ruhigere Stellen zwischen den Strandgeröllen bewohnt.

Über den Konglomeraten liegen bräunlich verwitterte Schiefer-tone, das Hauptgestein des Aflenzer Miozäns.

Auch sonst findet in den Grundkonglomeraten des Aflenzer Miozäns eine auffallende Auslese nach dem Material statt. So führen die Konglomerate in den Aflenzer Anlagen nur Grauwackenschiefer und Werfener Schiefer als Gerölle, diejenigen bei der Feistringssäge beim Ausgange des Feistringgrabens (rechtes Ufer) hingegen vorherrschend Triaskalke.

Ein weiteres, sehr bemerkenswertes Profil liegt in Thulin, unmittelbar an der Bahnlinie. Wir treffen hier folgende Schichtfolge:

5. graue Mergel- und Schiefertone;
4. 0,2 m eine auffallenderweise fast nur aus zur Semmering-Quarzitgruppe gebörigen Serizitschieferplättchen bestehende Breccie;
3. 0,5 m gut verfestigte, feine Breccie, eckige Quarz- und Quarzitkörner enthaltend;
2. 1 m lockerer Sand (jetzt schlecht aufgeschlossen);
1. 2 m Grundbreccie, aus riesigen Blöcken von Thörlener Bänderkalk (Semmeringtrias?) bestehend, gegen oben rasch feiner werdend. Der aus diesen Kalken bestehende Untergrund wahrscheinlich sehr nahe darunter. Etwa 100 m östlich schneidet die Bahn diesen Kalk an.

Dieses Profil zeigt eine deutliche Abhängigkeit von den auch heute noch in der Umgebung dieses Tertiärvorkommens auftretenden älteren Gesteinen, was gegen das Vorhandensein einer Überschiebung am Südrande des Aflenzer Beckens spricht.

Recht gute Aufschlüsse in den Schiefertönen mit Pflanzenresten liegen auch auf den Wegen von Aflenz in die Fölz und nach Tutschach, im Graben östlich Zöberer, an der Straße zwischen Jauring und dem Aflenzer Sanatorium, im Liegenden der Diluvialschotter des Vorhahügels und im Gußgraben nordnordöstlich von Graßnitz. Außerdem haben Grundaushubungen in der Ortschaft Jauring und westlich von Dörflach den pflanzenführenden Schiefertone freigelegt. Bemerkenswert ist ferner, daß auch südlich des Stübingbaches, südöstlich der Station Seebach-Turnau, flach Nordwest fallender Schiefertone aufgeschlossen ist. Auch westlich der Fölz steht noch miozäner Schiefertone an: 150 m nordwestlich vom Bauernhause Wurm liegen Schiefertone auf der Halde eines alten Kohlenstollens, kleine Aufschlüsse befinden sich westlich und östlich des Ziegelofens in dem beim Ungerwirt in das Ilgner Tal mündenden Graben.

Den einzigen paläontologischen Anhaltspunkt für die stratigraphische Einreihung der kohlenführenden Schiefertone bietet die Säugetierfauna der Göriacher Braunkohlen. Aus dieser Fauna ergibt sich mit Sicherheit die Zugehörigkeit zum Miozän im allgemeinen; doch ist es nach dem Vorkommen des *Mastodon tapiroides* Cuv.¹⁾, sowie zahlreicher gemeinsamer Formen mit den dem Vindobonien angehörigen Faunen von Sansan und Grive St. Alban sehr wahrscheinlich, daß die Schichten jünger als die erste Mediterranstufe (Burdigalien) sind, was auch von allen Bearbeitern der Fauna (Hofmann, Schlosser, Bach) betont wurde. Da andererseits die durch dieselbe Säugetierfauna ausgezeichneten Süßwasserschichten am West-

¹⁾ Vgl. G. Schlesinger, Die stratigraphische Bedeutung der europäischen Mastodonten. Mitteil. d. geolog. Gesellschaft in Wien. XI. Bd. (1918), S. 159.

rande der Grazer Bucht auf Grund ihrer Lagerungsverhältnisse älter als die zweite Mediterranstufe sind, ist es wohl am besten, das Aflenzer Miozän dem Helvetien zuzurechnen.

Während östlich des Fölzbaches das Tertiär unmittelbar von diluvialen Schottern überlagert wird, tritt westlich dieses Tales im Hangenden des miozänen Schiefertones eine Schichtgruppe auf, die ich als obermiozäne (?) Schotter und Blocklehme auf der Karte bezeichnet habe. Diese Schichtgruppe erfüllt vor allem das Etmißler Becken. Ob sie hier in ihrer Mitte von miozänen Schiefertönen unterlagert wird, läßt sich nicht feststellen, sicherlich transgrediert sie randlich allseits über die Gesteine der Grauwackenzone. Reine Schotter sind in den seltensten Fällen zu sehen (Konglomerate des Etmißler Calvarienberges); meist ist die Schichtgruppe als ein brauner Lehm aufgeschlossen, der mit mehr oder minder großen, gerundeten Grundgebirgsblöcken erfüllt ist. Dieser Lehm ist vielleicht zum Teil ein Aufbereitungsprodukt des ursprünglichen Sedimentes (Gehängelehm). Besonders auffallend sind bis über kopfgroße, ja selbst tischgroße Gerölle von Pegmatit, Amphibolit und rotem Granitgneis am Calvarienberg von Etmißl und im Lohnschiefergraben; Gerölle aus den nördlichen Kalkalpen treten hier sehr zurück. Hingegen sind nördlich von Etmißl vorwiegend mittelgroße Gerölle von Triaskalk anzutreffen. Die Ablagerung ist bisweilen einer Moräne ähnlich¹⁾. Gegen glaziale Herkunft spricht der hauptsächlich von Süden gegen Norden gerichtete Transport der altkristallinen Blöcke²⁾, vor allem aber ein kleiner Aufschluß am Lohnschieferbach unmittelbar südlich vom König, wo der Zwischenraum zwischen den groben Geröllen von einem schwarzgrauen, glimmerigen Sande (Umlagerungsprodukt des karbonen Graphitschiefers) erfüllt ist, der verkohlte Pflanzenreste und einen 1 cm dicken Kohlenschmitz enthält.

Oestreich³⁾ war der erste, der die Schotter nördlich von Etmißl erwähnt; er hielt sie für die Ablagerung eines heute verschwundenen Parallelfusses zum St. Ilgner Bach. Ich möchte die Schichtgruppe noch ins Tertiär stellen, da sie zur Zeit eines von dem heutigen noch recht verschiedenen Talnetzes entstanden ist⁴⁾ und als eine

¹⁾ Ich hielt diese Ablagerung ursprünglich irrthümlicherweise für Moränen. Verh. geol. Reichsanstalt 1919, S. 19.

²⁾ Die altkristallinen Blöcke dürften aus dem Gebiete des Flöning stammen.

³⁾ Jahrbuch geolog. Reichsanstalt 1899, S. 193.

⁴⁾ Im Quellgebiet des Lohnschieferbaches stehen heute nirgends mehr altkristalline Schiefer an.

Wildbachablagerung bezeichnen; zeitweise auftretende Wildwässer haben die großen Blöcke herbeigerollt, in Zeiten niedrigen Wasserstandes wurden die Zwischenräume mit Sand und Ton ausgefüllt. A. Winkler¹⁾ hält es für wahrscheinlich, daß diese Schotter etwa ein Äquivalent der zweiten Mediterranstufe darstellen. Sie entsprechen wahrscheinlich den mächtigen Konglomeraten, die sich im Leobner Becken im Hangenden der flözführenden Schichtgruppe befinden.

Östlich des Fölzbaches sind vielleicht die Gehängelehme am Nordabhange des Mitterberges mit dieser Schichtgruppe zu identifizieren.

In tektonischer Hinsicht erweist sich das Aflenzer Miozänbecken als eine flache, WSW—ONO streichende Mulde. Den Nordflügel trifft man im Bergwerk von Göriach, wo ein 8° — 16° südwärts gerichtetes Fallen der Flöze zu beobachten ist²⁾, sowie in dem oben beschriebenen Aufschluß bei Dörflich, wo die Schichten des Schiefertones 10° — 15° gegen Süden einfallen, den Südflügel in den Aufschlüssen westlich und südöstlich der Station Seebach-Turnau, wo ein sehr flach nordgerichtetes Schichtfallen auftritt. Der Kern der Mulde dürfte in der Gegend liegen, wo die von Petrascheck beschriebenen Bohrungen D und B angesetzt wurden. D hat noch in 243 m Tiefe (etwa 560 m Seehöhe) ein Kohlenflöz, B in 248 m Tiefe (etwa 517 m Seehöhe) die bei Thulin am Tage in 700 m Seehöhe austreichenden Grundbreccien angetroffen.

In auffallendem Gegensatz zu den sonst zu beobachtenden geringen Neigungswinkeln der Schichten zeigte ein — heute nicht mehr vorhandener — künstlicher Aufschluß östlich vom Aflenzer Sanatorium eine intensive Faltung der pflanzenführenden Schiefertone mit Schichtneigungen bis zu 50° ; ich möchte jedoch diese örtlich beschränkte Faltung nicht auf tektonische Kräfte, sondern auf eine Stauchung durch die jungen Rutschungen beim Sanatorium zurückführen (S. 49).

Petrascheck nimmt als Südbegrenzung des Aflenzer Miozänbeckens einen Bruch von mehr als 300 m Sprunghöhe an³⁾. Für das Vorhandensein eines Bruches spricht die gradlinige Südgrenze des Beckens, sowie die fast horizontale Lage des Miozäns bei Thulin und südöstlich vom Bahnhof Seebach-Turnau. Unmittelbar aufgeschlossen ist der Bruch jedoch nirgends, weder am Südrand des Tertiärs noch in dessen westlicher Fortsetzung im Grundgebirge; doch ist es leicht möglich, daß dieser in den schlecht aufgeschlossenen Karbonschiefern der Beobachtung entzogen ist. Die Schotter und

1) Mündliche Mitteilung auf einer gemeinsamen Exkursion im September 1925.

2) W. Petrascheck, Kohlengeologie VI, S. 26.

3) W. Petrascheck, Kohlengeologie VI, S. 2, 27.

Blocklehme von Etmüßl und an der Nordseite des Mitterberges sind aber sicherlich erst nach Ausbildung dieses Bruches abgelagert worden, da im unteren Haslergraben die Auflagerung dieser Schotter auf den Graphitschiefern des südlichen Beckenrandes zu beobachten ist. Wenn die Schotter von Etmüßl wirklich den Konglomeraten entsprechen, die im Leobner Becken die kohlenführende Schichtgruppe überlagern, so ergibt sich insofern ein Unterschied im tektonischen Verhalten, als dort auch das Hangendkonglomerat noch von der Versenkung an der Verwerfung betroffen wurde¹⁾.

Der Nordrand des Aflenzer Beckens ist keinesfalls ein Bruch oder eine Überschiebung. Das zeigt sich darin, daß sich das Grundkonglomerat verschieden hoch auf das Gehänge der das Becken nördlich begrenzenden Berge hinaufzieht und daß die Geröllgesellschaft des Konglomerates stets sehr gut mit dem heute unmittelbar angrenzenden Gestein übereinstimmt. Es besteht in dieser Hinsicht ein sehr bedeutender Gegensatz gegenüber dem ähnlich am Südrand der Kalkalpen gelegenen, aber sehr stark gestörten und von den Kalkalpen überschobenen Miozän von Stainach im Ennstal²⁾.

II. Reste der miozänen Landoberfläche und Augensteinvorkommen im Hochschwabgebiete

In dem Kärtchen sind die im Bereiche der Spezialkarte »Eisenerz, Wildalpe und Aflenz« auftretenden Plateauflächen in Form einer Isohypsenkarte eingetragen.

Es stimmen die hier verzeichneten Plateaureste im allgemeinen mit den von D. Bädecker³⁾ angeführten überein, doch fehlt dort das sehr deutlich ausgebildete Plateau der Tribein, von welchem 0,8 km² dem Blatt »Eisenerz-Wildalpe-Aflenz« angehören, das schmale, langgezogene Plateau des Buchberges bei Hinterwildalpen, sowie der — allerdings nicht mehr den Kalkalpen angehörige — kleine Plateaurest bei der Reichensteinhütte [0,04 km²]⁴⁾; hingegen hat der von Bädecker angeführte Oisching zu entfallen, da dieser Berg eine ziemlich scharfe Spitze zeigt, deren flacherer Südhang zwar älter sein dürfte als der schroffe Nordhang, aber schwerlich der tertiären Landoberfläche angehört. Auch an der Riegerin sind höchstens ganz unbedeutende Plateaureste erhalten geblieben.

¹⁾ W. Petrascheck, Kohlengologie VI, Abb. 80 auf S. 19.

²⁾ G. Geyer, Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe. Verhandl. geolog. Reichsanst. 1913, S. 307. — W. Petrascheck, Kohlengologie VI/2, S. 1.

³⁾ D. Bädecker, Zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen. Geographischer Jahresbericht aus Österreich, XII. Bd. Wien 1922, S. 92.

⁴⁾ Bemerkenswert ist, daß dieser Plateaurest in den paläozoischen Kalkbergen genau die gleiche Höhenlage wie diejenigen der angrenzenden Triasberge aufweist, was darauf hindeutet, daß in der gegenseitigen Lage von Kalkalpen und Grauwackenzone seit der Ausbildung dieser Landoberfläche keinerlei Verschiebung mehr eingetreten ist.

Die Erhaltung aller dieser Flächen ist hier wie überall in den Kalkalpen in erster Linie an die unterirdisch entwässerten großen Kalkstöcke geknüpft. Schon im Dolomit ist dieses Flächensystem zum größten Teile zerstört, so in der großen Dolomitmasse von Abbrenn zwischen Hochkaar und Kräuterin¹⁾. Wo noch leichter zerstörbare Gesteine anstehen (Werfener Schiefer, Gosauschichten) ist die Abtragung besonders tief unter die miozäne Oberfläche erfolgt und dadurch eine weitgehende Anpassung der Formen an die Gesteinsbeschaffenheit erreicht.

Hauptsächlich in zwei Gebieten der miozänen Landoberfläche der Hochschwabgruppe wurden Augensteinschotter gefunden: 1. Nördlich der Hauptkette des Hochschwab auf der Zeller Staritzen, besonders in dem Tälchen südlich der Vormittaghalde (bis über faustgroße Quarzgerölle). Funde von A. Winkler und mir. 2. Südlich der Hauptkette in der Umgebung der Sonnschienenalpe, und des oberen Fobestales (nach Angabe G. Götzingers²⁾ und einigen eigenen Funden). Hier wurden nach Götzinger Gerölle von Quarz, Quarzit und quarzitischem Tonschiefer (Grauwackenschiefer), Amphibolit und Zweiglimmergneis gefunden.

Die Augensteine haben sich wie überall auf den Hochplateaus der nördlichen Kalkalpen meist in Dolinen oder Karstmulden erhalten, in welche sie hineingeschwemmt wurden. Die Fundstellen sind auf der derzeit im Drucke befindlichen geologischen Spezialkarte mit roten Ringen bezeichnet.

Besser als durch eine Beschreibung wird die heutige Gestalt der miozänen Landoberfläche durch die in Tafel I dargestellte Isohypsenkarte veranschaulicht³⁾. Ein Blick auf diese Karte zeigt, daß diese Flächenreste heute Höhenunterschiede bis über 1000 m aufweisen (Hochschwab 2278 m, Tribein etwa 1250 m), Stanglplateau

¹⁾ Nur ganz ausnahmsweise haben sich kleine Plateaureste auch im Dolomit erhalten, so z. B. auf der Eisenerzer Höhe oder am Buchberg bei Hinterwildalpen oder bei der Sonnschienenalpe.

²⁾ G. Götzinger, Neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochalpenplateaus. Verhandl. geol. Reichsanstalt 1913, S. 63. — Weitere neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochplateaus. Verhandl. geol. Reichsanstalt 1915, S. 281.

³⁾ Ich hatte ursprünglich die Absicht, die zwischen den heute noch erhaltenen Plateaustücken durch die Denudation entfernten Plateauteile auf der Karte zu ergänzen, wodurch die Form der miozänen Landoberfläche noch deutlicher sichtbar gewesen wäre. Es hat sich aber gezeigt, daß ein solcher Versuch wegen der großen Lücken, die diese Fläche heute aufweist, allzu hypothetisch ausgefallen wäre.

stellenweise sogar unter 1200 m¹⁾). Es wurden dabei nur die gut erhaltenen Teile der miozänen Landoberfläche in Betracht gezogen (auf der Karte durch Punktierung bezeichnet), diejenigen Teile, welche durch jüngere Erosionszyklen stark modifiziert sind (Isohypsenkarte ohne Punktierung) hingegen nicht berücksichtigt.

Es könnte bei diesen großen von mir angegebenen Höhenunterschieden der Verdacht entstehen, daß ich verschieden alte Flächenstücke zusammengezogen habe, daß z. B. die tieferen Plateaureste bereits pliozäne Verebnungsflächen darstellen. Ich glaube, daß es nicht möglich ist, eine solche Trennung durchzuführen, da zwischen den beiden Extremen Plateaureste in allen Zwischenlagen vorhanden sind. Außerdem sind die heute tiefergelegenen Plateauteile, wie z. B. die Zeller Staritzen, der Stangl und das Tribeinplateau, in sich ganz ähnliche Kuppenlandschaften mit übereinstimmend geneigten Hangböschungen wie das Hochschwabplateau.

Es scheint mir daher wahrscheinlich, daß — abgesehen von den auf der Karte hervorgehobenen Plateauteilen, die durch jüngere Zyklen stark verändert wurden — sämtliche Plateauformen trotz ihrer so sehr voneinander abweichenden Höhenlage doch gleichzeitig entstanden sind, derselben Landoberfläche angehören. Für diese Landoberfläche hat N. Lichtenecker²⁾ den Namen »Raxlandschaft« vorgeschlagen. Es wurde ja schon von Götzinger und allen späteren Beobachtern betont, daß die miozäne Landoberfläche keine Ebene, sondern ein Hügelland, eine Kuppenlandschaft war. Was sich aber hier ergibt, ist schon ein ganz stattliches Gebirge.

Wodurch sich aber dieses Gebirge von allen heute existierenden unterscheidet, ist die Eigenart seines Reliefs. Es ist keine bis 1000 m tief zertalte Bergmasse, kein Relief, welches durch Vorgänge der Erosion und Denudation allein entstanden sein kann, sondern nur dadurch, daß eine Hügellandschaft durch tektonische Kräfte zu flachen, weitgespannten Antiklinalen und Synklinalen verbogen und stellenweise an Brüchen verworfen wurde³⁾.

¹⁾ Auch nach Bädecker und Lichtenecker gehören die um 900 m Höhe voneinander abweichenden Plateaus am Hochschneeberg (2075 m) und am Fegenberg (1184 m) der gleichen Landoberfläche an.

²⁾ N. Lichtenecker, Das Bewegungsbild der Ostalpen. »Die Naturwissenschaften«, 13. Bd. Berlin 1924, S. 740.

³⁾ Auch Bädecker beschreibt im Rax-Schneeberggebiet eine Anzahl von Dislokationen, welche noch die altmiozäne Landoberfläche zerschnitten haben (l. c. S. 70—75). Noch weiter geht N. Lichtenecker in seiner morphologischen Beschreibung der Rax in der Annahme von Verwerfungen, die noch die Plateaufläche zerstückelt haben (Die Rax, Geographischer

Dies ergibt sich aus folgenden Beobachtungen:

Im allgemeinen liegt die Raxlandschaft in der Hauptkette des Hochschwab höher als im Norden und Süden derselben.

Wenn wir zunächst das Verhältnis der Plateaulandschaft der Hauptkette des Hochschwab zu den südlich vorgelagerten Plateaustücken betrachten und dabei von Osten gegen Westen fortschreiten, so zeigt es sich, daß die Hochflächen der Aflenzer Staritzen und der Mitteralpe noch annähernd gleich hoch sind (Kulminationspunkte 2034 m und 1978 m), die Plateaus der Schönleiten (1810 m) und des Schießling (1669 m) sind aber beträchtlich niedriger. Ein sehr scharf

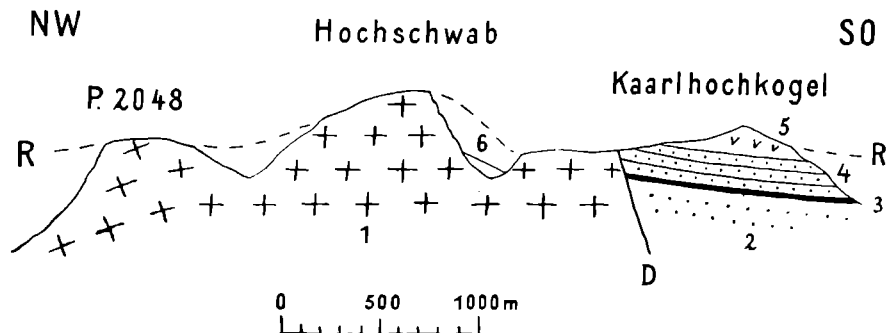


Fig. 1. Querschnitt durch das Hochschwabplateau.

1 = Wettersteinkalk, 2 = Ramsaudolomit, 3 = Carditaoolit, 4 = Hauptdolomit,
5 = Dachsteinriffkalk, 6 = Schutt, D = Dullwitzbruch, R = Raxlandschaft.

Zwischen Hochschwab und P. 2048 ein Tal des zweiten (altpliozänen) Plateauzyklus.

ausgesprochener Höhenunterschied besteht zwischen den Flächenstücken am Hochschwabgipfel (2278 m) und beim Schiestlhaus (2150 m) einerseits und auf der Kaarlalpe (1960—2000 m, und Kaarl-Hochkogel 2094 m), andererseits. Die ungemein scharfe Plateaukante des Hochschwabgipfels in etwa 2250 m und die ebenso scharfe der Hinterwiesen in nur 1970 m sind nur 600 m voneinander entfernt. Die nächstliegende Annahme ist hier, daß das Kaarlalpenplateau an dem geologisch nachweisbaren Dullwitzbruch in die Tiefe gesunken ist. Nun zeigt es sich aber, daß diese in der »Drahten Wand« prachtvoll aufgeschlossene Dullwitzverwerfung das Hinterwiesenplateau selbst überschreitet, ohne sich hier als Geländestufe bemerkbar zu machen

Jahresbericht aus Österreich, XIII. Bd.). Auch für die Zentralalpen östlich der Mur nimmt J. Sölch (Sieger-Festschrift 1924, S. 20) tektonische Störungen der altmiozänen Flächen an. Noch viel intensivere tektonische Störungen einer allerdings alltertiären Landoberfläche nimmt Ampferer für das Gebiet zwischen Inn und Saalach an (Beiträge zur Morphologie und Tektonik der Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. Jahrb. geol. Bundesanstalt 1925).

(Fig. 1). Die Bewegung am Dullwitzbruch ist daher vor Ausbildung der Landoberfläche zur Ruhe gekommen. An dem Hinterwiesen und Hochschwab verbindenden Felsgrat, welcher die geröllerfüllten Kessel der oberen Dullwitz und der Eisgruben trennt, ist keine Parallelverwerfung nachweisbar. Ich möchte daher die tertiäre Landoberfläche in der in Fig. 1 angegebenen Weise ergänzen, um so mehr, als 1 km weiter westlich das hier fehlende steil südgeneigte Verbindungsstück der Landoberfläche an dem südlichen Vorgipfel des Gbacktkogels (Wetzsteinkogel 2199 m) erhalten geblieben ist. Es ist also das Kaarlalpenplateau gegenüber dem Hochschwab an einer Flexur abgesenkt worden.

Die Raxlandschaft des eigentlichen Hochschwabstockes ist gegen Westen etwa bis zu der Linie Häuselberg—P. 1944 halbwegs gut erhalten¹⁾; von hier bis zum Ebenstein ist sie jedoch derart von jungen Karstformen zerfressen, daß nur am Kamme des Polster kleine Reste der Plateaufläche erhaltengeblieben sind. Besonders schön erhaltene Stücke jedoch sind die kleinen Gipfelplateaus am großen Ebenstein²⁾ (2122 m) und am großen Griesstein (2033 m). Unmittelbar westlich des Ebensteins finden wir eine etwa $\frac{1}{2}$ km lange, etwa 1900 m hoch gelegene Fläche, die sich vom Gipfel des kleinen Ebensteins bis an die Schutthalden am Fuße des großen Ebensteins ausdehnt. Auch diese Fläche möchte ich der miozänen Landoberfläche zurechnen; ihre Absenkung gegenüber derjenigen am großen Ebenstein erfolgte an einem Querbruch (Ebensteinbruch), der in den Südwänden des Berges deutlich zu sehen ist und gleichzeitig auch die imposante Westwand des Griessteins bedingt³⁾. Nun folgt ein sehr kleines Plateaustück auf der westlichen Schaufelwand und dann eine Anzahl meist sehr schmaler Plateaureste, die sich vom Gipfel des Brandsteins (2003 m) über die Eisenerzer Höhe bis auf den Grasberg (1672 m) und Gr. Geiger (1723 m) erstrecken. Es ist hier allerdings häufig nicht leicht, die der miozänen Landoberfläche angehörigen Teile von Geländestücken zu trennen, die jüngeren Zyklen angehören. Der westlichste gut erhaltene Denudationsrest der miozänen Landoberfläche im Hochschwabgebiete ist das kleine Plateau am Gipfel der Kalten

¹⁾ Das vom Wege Hochschwab—Häuselalpe benützte Karsttal der »Baumstatt« gehört natürlich einem jungen Karstzyklus an; ebenso sind das Ochsenreichkar und das von Norden einschneidende obere Weittal Bildungen eines jüngeren Zyklus (Siehe S. 45).

²⁾ Daher der Name.

³⁾ Vielleicht ist auch die erste Anlage der Tragößer Klamm, sowie des oberen Tragößtales selbst, ferner das auffallende Ansteigen der Plateaufläche von der Pribitz (1577 m) zur Mesnerin (1836 m) auf ein Weiterstreichen dieser Verwerfung gegen Süden zurückführbar.

Mauer (1926 m). Gegenüber dem 1793 m hohen Zargenkopf ist das Plateau der Kalten Mauer an einem durch die 1701 m hohe Großscharte streichenden Bruche um mehr als 100 m gehoben. Den soeben geschilderten Plateaulandschaften der Hauptkette des Hochschwab ist von der Häuselalpe gegen Westen eine Gruppe von Plateaulandschaften südlich vorgelagert, welche sich — wenigstens an ihrem Nordrande — durch wesentlich geringere Meereshöhe von jenen unterscheidet. Besonders deutlich ist diese Form in dem schmalen, Nord-Süd gestreckten Plateau erhalten, das sich von der Sonnschienalpe (1515 m) bis zur Pribitz (1577 m) zieht und hier in außerordentlich scharfer Kante gegen das tief eingeschnittene Tragößtal abbricht. Weiter gegen Südwesten erhebt sich auch diese südliche Plateaugruppe allmählich fast zu den gleichen Höhen wie die nördliche. Schon die Hörndlmauer erreicht 1724 m, das Plateau der Pfaffing steigt nahe an seinem Südrande zu Höhen an, die hinter denen der Hauptkette kaum mehr zurückstehen (Sonstein 1849 m, Gsollmauer 1833 m, Frauenmauer 1828 m); am Nordrande hingegen liegt das Pfaffingplateau nicht höher als das Plateau der Sonnschienalpe (Grüner Kogel 1584, Zirbenriegel 1588 m). Westlich des Pfaffingplateaus ist nur noch am Pfaffenstein (1871 m) ein kleiner Plateaurest erhalten.

Das Ansteigen der südlichen Plateaugruppe gegen Süden (bzw. Südwesten) wird noch deutlicher, wenn man Trenchtling und Reichensteingruppe mit einbezieht. In der Gruppe des Trenchtling steigt die Fläche von 1700 m im Norden (Gefehlter Berg) auf 2082 m im Süden (Hochturm) an. Im Plateau des Reichenstein liegt sie 2150 m, noch höher steigt sie in der gerundeten Kuppe des Göbeck (Reiting) auf 2215 m an, während die südlichen Teile des Reiting bereits wieder eine Absenkung der Fläche auf 1853 m in »Die Klauen« erkennen lassen.

Die südlich vorgelagerte Plateaugruppe ist mit derjenigen der Hauptkette des Hochschwab in folgender Weise verknüpft. Das Sonnschienplateau (1515 m) scheint mit der Fläche am kleinen Ebenstein in 1900 m durch einen mäßig steilen, flexurartigen Abfall in Verbindung zu stehen¹⁾, ähnlich wie Hinterwiesen mit Hochschwab,

¹⁾ Auf der Strecke »Kl. Ebenstein—Spitzkogel—Androthalpe« ist dieser Abfall noch recht gut erhalten; der Touristenweg Sonnschienalpe—Ebenstein folgt im allgemeinen diesem der Raxlandschaft angehörigen Abhang und vermeidet dadurch die Felswände der jüngeren Formen.

N. Lichtenecker erklärt das Auftreten ähnlicher steilerer, aber nicht durch Felswände ausgezeichnete Abbiegungen der Raxlandschaft (z. B. zwischen Scheibwaldhöhe und Kloben

aber nicht so steil. Gegen Westen geht diese Flexur in einen Bruch über; denn die an ihrem Nordrande 1500—1600 m hoch gelegene Fläche der Pfaffing ist von derjenigen am Brandstein (2003 m) und Kollmannstock (1772 m) durch die Bruchstufe des Fobestales sehr scharf getrennt. Der Fobestalbruch ist auch geologisch nachweisbar durch das Abschneiden der Gosauschichten des Fobestales gegen Norden und durch deutliche Harnische in der Südwand des Brandsteins¹⁾.

Die nördlich der Hochschwabgruppe vorgelagerten Plateauberge zeigen gleichfalls durchschnittlich wesentlich geringere Seehöhe als die Hauptkette des Hochschwab. Die Zeller Staritzen erreichen im Zinken nur 1619 m, weisen aber sonst durchschnittlich eine Höhe von nur 1500 m auf. Auch hier liegt es zunächst nahe, für den Höhenunterschied von Zeller und Aflenzer Staritzen die Bruchlinie verantwortlich zu machen, welcher die hintere Hölle und das Rammertal folgt (Höllbruch). Eine genauere Betrachtung aber ergibt, daß der der Zeller Staritzen am nächsten gegenüberliegende Teil der Aflenzer Staritzen, die Graualpe, genau dieselben Höhen aufweist wie die gegenüberliegenden Teile der Zeller Staritzen. Das Plateau der Graualpe ist aber durch einen sanft nordgeneigten, sicherlich noch selbst der Raxlandschaft angehörigen Abhang mit den höheren Teilen der Aflenzer Staritzen verbunden. Es sind also auch an dem Höllbruch nach Ausbildung der miozänen Landoberfläche keine Bewegungen mehr erfolgt.

Das nördlich der Zeller Staritzen gelegene Tribeinplateau ist noch niedriger als jene, mit 1250 bis über 1300 m das niedrigst gelegene, aber ein sehr vollkommen erhaltenes Stück der miozänen Landoberfläche.

In der Kräuterin ist zwischen Hochstadl und Fadenkamp eine in 1650—1740 m Höhe gelegene wellige Plateaufläche vorhanden,

am Raxplateau) dadurch, daß daselbst eine Verstellung der Plateaufläche an einem Bruch erfolgte, aber so langsam, daß keine Felswand entstand, sondern gleich dessen Nachfolger, der Haldenhang (Geograph. Jahresbericht aus Österreich, XIII. Bd., S. 157). Diese Erklärung ist hier nicht anwendbar; denn es ist nicht möglich, daß die Bewegung an derselben Linie im Westen unvergleichlich rascher als im Osten erfolgte. Hingegen wäre die Lichteneckersche Erklärung für die S. 30 beschriebene Flexur an der Südwand des Hochschwab möglich; es könnte sich in diesem Falle nicht um die große Dullwitzverwerfung handeln, sondern um einen Parallelbruch, der innerhalb des einheitlichen Gesteins (Wettersteinkalk) nicht so gut sichtbar wäre.

¹⁾ E. Spengler, Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. II. Teil. Jahrb. geol. Bundesanstalt, 75. Bd. Wien 1925. S. 278.

welche sich gegen Nordosten bis zum Grasboden¹⁾ erstreckt. Diese Plateaufläche wird von den beiden höchsten Gipfeln der Kräuterin, vom Hochstahl (1920 m) und Fadenkamp (1804 m) überragt, letzterer zeigt einen scharfen Grat, ersterer einen plateauförmigen Gipfel.

Das ganze ausgedehnte Dolomitgebiet von Abbrenn ist unter die miozäne Landoberfläche abgetragen, erst die Göstlinger Alpen zeigen mehrere schmale, 1600—1800 m hohe Plateauflächen.

In der Nordwestecke des Blattes »Eisenerz—Wildalpe—Aflenz« liegt das Plateau des Scheibenberges (1300—1400 m).

Als südliche Fortsetzung der Raxlandschaft der Göstlinger Alpen muß der sanft geneigte Südwesthang des Stangl gelten, der sich von fast 1600 m am Stangl bis zu 1100 m am Sattel hinter dem Hüttstein und am Nordgehänge des Lerchkogels absenkt.

Zwischen Gamstal und Schwabeltal liegt die schmale, etwa 1500 m Höhe aufweisende Plateaufläche des Buchberges, die von der um 200 m höheren Plateaufläche des Geiger durch den Hieflauer Bruch an der Winterhöhe ebenso scharf getrennt ist wie das Pfaffingplateau vom Brandstein an dem Fobestalbruch.

Wie aus den obigen Ausführungen hervorgeht, liegt die Raxlandschaft in der Hauptkette des Hochschwab am höchsten. Die Hauptkette des Hochschwab bildet daher offenbar eine langgestreckte, O—W streichende Aufwölbung (Antiklinale) der Raxlandschaft, die ihren Kulminationspunkt im Hochschwabgipfel (2278 m) hat und gegen Westen allmählich absinkt (Ebenstein 2124 m, Brandstein 2003 m, Kalte Mauer 1926 m). Eine zweite Aufwölbung bilden die paläozoischen Kalkberge und die Trenchtlinggruppe; der Scheitel dieser Antiklinale liegt im Göbeck (2215 m). Im Bereiche dieser Aufwölbung bleiben selbst 1900 m bis 2000 m hohe Berge noch unter der Raxlandschaft. Griesmauer (2034 m), Polster (1911 m), Grübelmauer (1978 m), Zinken (2010 m)²⁾ sind scharfe Grate, die bereits unter die Raxlandschaft abgetragen sind. Einer dritten Aufwölbung entsprechen Hochkaar (1803 m), Dürrenstein (1877 m) und Hochstahl (1920 m)³⁾, einer vierten der Ötscher (1892 m)⁴⁾.

¹⁾ Auf der Spezialkarte beim zweiten »r« von »Kräuterin«.

²⁾ Die auf der Spezialkarte angegebene Höhe (2111 m) ist sicherlich um 100 m zu hoch.

³⁾ Ob diese drei Berge wirklich einer einzigen Aufwölbung entsprechen oder ob die heute die drei Berggruppen trennenden niedrigen Landschaften schon als Mulden in der Raxlandschaft vorgebildet waren, läßt sich nicht mehr entscheiden, da zwischen diesen drei Gebirgsgruppen besonders große Teile der Raxlandschaft bereits abgetragen sind.

⁴⁾ E. Brückner, Zur Morphologie der Ötscher Landschaft. Mitteil. der Geograph. Gesellsch., 65. Bd. Wien 1922. S. 82.

Zwischen diesen vier Aufwölbungen liegen deutlich ausgeprägte Mulden. Der Mulde zwischen Hochschwab- und Gößbeckantiklinale gehören Sonnschienalpe (1515 m), Zirbenriegel (1588 m), Gerstbreinstein (1540 m) an, derjenigen zwischen Hochschwab- und Hochkaar-Hochstadl-Antiklinale müssen Stangl (1150—1595 m), Buchberg (1566 m), Hochtürnach (1771 m), Zeller Staritzen (1400—1619 m) zugezählt werden. Besonders tief sinkt diese Mulde gegen Nordosten im Tribeinplateau (1250—1300 m) ab, wo sie sich mit der von Nordwesten heranreichenden 1250—1450 m hohen Mulde der Feldwiese vereinigt, die die Dürrenstein- und Ötscherantiklinale trennt; die Kräuterinwölbung ist also östlich des Meridians von Weichselboden nicht mehr vorhanden. Ebenso scheint die Gößbeckantiklinale östlich von Tragöß nicht mehr vorhanden gewesen und im Bereiche des Aflenzer Beckens durch eine besonders tiefe Mulde der Raxlandschaft ersetzt zu sein (siehe S. 37).

Im Gefolge dieser sehr flachen Verbiegungen ist die Raxlandschaft von den oben geschilderten Brüchen und Flexuren betroffen worden: Fobestbruch, Hieflauer Bruch und Hochschwab-Südwandflexur können als Längsstörungen, Ebensteinbruch und Großschartenbruch als Querstörungen bezeichnet werden. Besonders junger Entstehung scheinen die nur wenige Meter hohen Bruchstufen zu sein, welche W. Schmidt¹⁾ am Trenchtlingplateau beobachtete.

Die flachen Falten, welche die Raxlandschaft betroffen haben, haben mit der älteren, viel intensiveren Tektonik nichts zu tun; sie beeinflussen aber die heutigen Höhenverhältnisse des Gebirges viel stärker als diese. In bezug auf diese ganz junge Tektonik ist das Hochschwabgebiet noch ein »ehrliches« Gebirge im Sinne Albert Heims, in bezug auf die ältere Tektonik nicht mehr. Es spiegeln sich also in der Form der durch diese Bewegungen verbogenen miozänen Landoberfläche bereits die Höhenverhältnisse des heutigen Gebirges wieder — das heutige Gebirge ist ja im wesentlichen nur durch Vertiefung der Täler aus dieser Fläche entstanden.

Es ist ganz unmöglich, daß auf der durch die Isohypsenkarte dargestellten Fläche die Augensteine transportiert wurden; denn die Augensteine der Zellen Staritzen sind ja von ihrem Ursprungsgebiete in den Zentralalpen durch den 300—500 m aufragenden Hochschwabrücken getrennt. Aber auch die nach Rückgängigmachung der Brüche und jungen Verbiegungen sich ergebende Kuppenlandschaft

¹⁾ W. Schmidt, Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens. Sitzungsberichte der Wiener Akademie der Wissensch., 129. Bd. (1920) S. 557.

(Raxlandschaft) war schwerlich die Fläche, auf welcher die Augensteine transportiert wurden¹). Denn man müßte sonst erwarten, daß die gut erhaltenen, annähernd ebenen Teile der Raxlandschaft noch eine zusammenhängende Schotterdecke tragen. In Wirklichkeit aber treten auf dieser Fläche die Quarzgerölle heute nur ganz vereinzelt auf und es ist auch auf anderen Kalkalpenplateaus niemals gelungen, aus der Anordnung der Schotter in den Tälern dieser Kuppenlandschaft den Verlauf der miozänen Flußsysteme zu rekonstruieren. Es ist daher wahrscheinlich, daß sich die Augensteine im Hochschwabgebiet überall auf sekundärer Lagerstätte befinden, daß sie die letzten verschwemmten Reste einer vielleicht mehr oder minder zusammenhängenden Schotterdecke darstellen, welche noch vor Ausbildung der heute noch erhaltenen Kuppenlandschaft zerstört wurde.

Es liegt sehr nahe, die Augensteinschotter mit dem kleinen Miozänrest zeitlich annähernd gleichzusetzen, der an der Nordseite des Stoderzinkens bei Gröbming dem Dachsteinkalk aufgelagert ist²). Eine so feinkörnige, aus rein kristallinem Material aufgebaute Ablagerung hätte sich aber in einer Kuppenlandschaft von der Reliefenergie der heute noch vorhandenen Fläche nicht bilden können — sie setzt ein noch viel ebeneres Ablagerungsgebiet voraus. Wir haben uns also die Augensteinfläche als eine fast vollkommene Ebene vorzustellen.

Daß die Augensteine Reste von Gosaukonglomeraten sind, erscheint deshalb unwahrscheinlich, weil in den heute noch vorhandenen Gosauschichten des Gebietes niemals so grobe Quarzgerölle beobachtet wurden³). Die Grundkonglomerate der Gosauschichten enthalten neben vereinzelt exotischen Geröllen (Porphyren)⁴) meist kalkalpines Material, nur in den feinkörnigen Breccien der höheren Lagen der Gamser Gosau treten Quarze und kristalline Schiefer auf.

Wir müssen also — wie dies schon von Lichtenecker ausgesprochen wurde — im Hochschwabgebiete (und wohl auch in den übrigen Teilen der östlichen Nordalpen) drei morphologische Stadien unterscheiden:

1. Die Augensteinfläche (fast oder ganz eben, heute nicht mehr erhalten).

¹) Ich stimme hier vollkommen mit der Ansicht Lichteneckers überein.

(N. Lichtenecker, Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaften 1925, S. 739. — Die Rax, Geograph. Jahresbericht aus Österreich XIII, S. 160.)

²) J. Stiny, Randbemerkungen zum Schrifttume der Stoder Alpe. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie u. Paläontologie 1925, S. 393.

³) Ich habe auf der Zeller Staritzen über faustgroße Quarzgerölle gesehen.

⁴) Wären die Augensteine durch Auslese des härtesten Materials aus Gosaukonglomeraten gebildet worden, müßten Porphyrgerölle darin vorkommen, was niemals der Fall ist.

2. Die »Raxlandschaft« (Kuppenlandschaft, heute noch zum großen Teil erhalten).
3. Die durch die jüngste Tektonik gestörte Raxlandschaft.

III. Das Altersverhältnis der tertiären Landoberflächen zum Aflenzer Miozän

Von großer Bedeutung ist die Frage nach dem stratigraphischen Alter der oben angeführten drei morphologischen Stadien. Da das Aflenzer Miozän nur wenige Kilometer von dem heutigen Südrande des Hochschwabplateaus entfernt ist, sind hier wichtige Aufschlüsse über das Altersverhältnis des Aflenzer Miozäns zur Ausbildung dieser Flächen zu erwarten.

A. Das Altersverhältnis der Augensteinlandschaft zum Aflenzer Miozän

Ein höheres Alter der Augensteinschotter als das Aflenzer Tertiär muß man besonders dann annehmen, wenn man die wohlbegründete Ansicht W. Petrascheck's¹⁾ teilt, daß die heute in einzelne Becken aufgelösten Reste des steirischen Süßwassermiozäns ehemals eine mehr oder minder zusammenhängende Ablagerung bildeten. Damals konnten die an die Kalkalpen angrenzenden Teile der Zentralzone schon aus dem Grunde keine Quarzgerölle in die Kalkalpen senden, weil sie zum größten Teile selbst unter Wasserbedeckung lagen. Aber auch dann, wenn man getrennte Miozänseen annimmt, werden die sich zwischen diesen erhebenden, zweifellos sehr niedrigen kristallinen Berge ihre Schotter in erster Linie in diese Seen und nicht in die Kalkalpen senden²⁾.

Die Augensteine können also nicht gleich alt wie das Aflenzer Miozän sein; sie können aber auch nicht jünger sein, denn die obersteirischen Süßwassermiozänbecken bildeten auch nach Ausfüllung der Seen Senkungsfelder, die das Geröllmaterial von allen Seiten an sich ziehen mußten.

¹⁾ W. Petrascheck, Kohlengeologie VI. Braunkohlenlager der österr. Alpen. S. 1.

²⁾ Aus demselben Grunde hält auch Bädecker (l. c. S. 77) die Augensteine für älter als das Süßwassermiozän. Mit Recht leitet auch Sölch (Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geografiska Annaler 1922, S. 174) aus dem Vorkommen kalkalpiner Gerölle im Leobner Miozän ein höheres Alter der Augensteine ab. Den weiteren Ausführungen Sölchs über das Alter und das seinerzeitige Aussehen der Auflagerungsfläche der Augensteine kann ich nur dann folgen, wenn ich darunter die heute nur mehr an wenigen Stellen (z. B. Auflagerungsfläche des Stoderzinknmiozäns) erhaltene Augensteinlandschaft, nicht die heutigen Kalkhochplateaus (Raxlandschaft) verstehe.

Das auffallende Vorherrschen von Werfener Schiefen im Vergleich mit den Kalken in den tieferen Lagen des Grundkonglomerates des Aflenzer Miozäns beweist, daß sich am Nordufer des miozänen Süßwassersees nicht annähernd so hohe Berge erhoben haben wie heute; denn sonst müßten die Kalke weitaus den größten Teil der Gerölle bilden, wie dies in den diluvialen und rezenten Schotterablagerungen des Aflenzer Beckens der Fall ist. Auch die durchschnittlich geringere Größe der miozänen Gerölle im Vergleiche mit den jüngeren spricht im gleichen Sinne. Wenn wir die heute an der Nordseite des Beckens zu beobachtende, 10° — 20° südgeneigte Schichtlage des Aflenzer Miozäns samt dem Grundgebirge in die ursprüngliche horizontale Lage zurückdrehen, oder mit anderen Worten, das Aflenzer Miozän entsprechend heben, erhalten wir tatsächlich an der Nordseite des Aflenzer Beckens einen sehr flachen Gebirgsabfall, aber nur dann, wenn damals bereits eine Rumpffläche bestanden hatte (Fig. 2). Diese Rumpffläche war wahrscheinlich die Augensteinfläche. Ich halte es daher auch aus diesem Grunde für wahrscheinlich, daß die Augensteinfläche älter ist als das Aflenzer Miozän. Eine leichte Einsenkung der Augensteinfläche im Raume südlich der Kalkalpen hat dann die Bildung von seichten Süßwasserseen verursacht, in denen zuerst grober Schutt, dann feiner Ton abgelagert wurde. Die langsame Senkung des Beckens hat während der Ablagerung der Tone angedauert. Die Braunkohlenflöze entsprechen vorübergehenden Verlandungszeiten¹⁾.

In dem Querschnitt Fig. 2 ist es dann ohne weiteres verständlich, daß die Brandungskonglomerate des Miozäns nur Werfener Schiefer und Grauwackengesteine als Gerölle enthalten.

Etwas anders liegen die Verhältnisse weiter im Osten, am Schießling. Hier treten die Triaskalke derart nahe an das Aflenzer Becken heran und erheben sich so steil über dieses, daß es trotz der Zurückdrehung um etwa 20° unverständlich wäre, wenn die Grundkonglomerate des Miozäns keine Kalkgerölle enthielten. Tatsächlich enthalten, wie bereits S. 22 erwähnt wurde, die Grundkonglomerate bei der Festringsäge vorwiegend Triaskalke, diejenigen bei Dörflich erst in höheren Lagen.

In den diluvialen und rezenten Geröllablagerungen herrschen die schwarzen Aflenzer Kalke mehr vor als in den tertiären. Das

¹⁾ Nach B. Kubart (Beiträge zur Tertiärflora der Steiermark. Graz 1924) sind die steirischen Braunkohlen nicht die Reste einer Moorvegetation, sondern einer — allerdings durch sehr feuchten Boden ausgezeichneten — Waldvegetation.

wird besonders dann verständlich, wenn man annimmt, daß die Aflenzer Kalke des Schießling dem Aflenzer Becken nach Ablagerung des Tertiärs tektonisch genähert wurden. Wie ich in meiner Arbeit über das Aflenzer Triasgebiet¹⁾ beschrieben habe, lassen die Kalke des Schießling einen etwa $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ km betragenden lokalen Südschub erkennen, an dem die Gesteine der karnischen Stufe gänzlich von den Aflenzer Kalken überfahren wurden. Anzeichen eines zweiten, noch unbedeutenderen Südschubes bemerkt man am Steinkogel nördlich Jauring (tektonische Einschaltung von Werfener Schiefen in den Gutensteiner Dolomit)²⁾. Es ist nun nicht ausgeschlossen, daß diese lokalen Südbewegungen, welche am leichtesten verständlich werden, wenn man annimmt, daß sie durch Kerbwirkung bedingt sind, erst nach Ablagerung des Aflenzer Miozäns erfolgten³⁾.

Diese Annahme wird umso wahrscheinlicher, wenn man damit die Vorgänge im Ennstale bei Stainach vergleicht. Hier ist das Miozän noch bis zur saigeren Stellung aufgerichtet und von den Kalkalpen überschoben. Petrascheck⁴⁾ erklärt die Armut dieses Miozäns an kalkalpinen Geröllen mit Recht durch diesen Südschub der Kalkalpen. Nach Schwinner⁵⁾ ist auch das Miozän des Stoderzinkens steil von den Kalkalpen überschoben, nach Stiny⁶⁾ handelt es sich um eine Verwerfung.

Alle diese Überschiebungen sind sicherlich jünger als die Augensteinfläche, da, wie S. 35 ausgeführt wurde, die Augensteine im Alter dem Miozän des Stoderzinkens und wahrscheinlich auch dem Wörschacher Miozän entsprechen.

Es sei hier aber nochmals ausdrücklich darauf hingewiesen, daß es unmöglich ist, noch Analogie mit dem Stainach-Wörschacher Miozän den heutigen Nordrand des Aflenzer Miozäns für eine Schubfläche zu erklären (S. 20). Überhaupt ist das Aflenzer Tertiär viel weniger gestört als dasjenige des Ennstales. Zweifellos waren daher die jungen, südgerichteten Bewegungen im Aflenzer Becken viel unbedeutender als im Ennstale.

¹⁾ Jahrbuch der geol. St.-A. 1919, S. 240 und Tafel IV (Karte und Profil IV).

²⁾ Jahrbuch der geol. St.-A. 1919, Tafel IV (Karte und Profil II).

³⁾ Ich hatte im Jahre 1919 sämtliche Bewegungen im Aflenzer Triasgebiet für älter als das Aflenzer Miozän erklärt, da ich damals die jungen tektonischen Störungen im Ennstal noch nicht aus eigener Anschauung kannte. Ich habe das Tertiär von Stainach erst im Herbst 1925 auf einer gemeinsamen Exkursion mit Kollegen Dr. Winkler kennengelernt.

⁴⁾ W. Petrascheck, Kohlengeologie VI/21, S. 1.

⁵⁾ R. Schwinner, Geologisches über die Niederen Tauern. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1924, S. 39 (Profil).

⁶⁾ J. Stiny, Zentralblatt f. Min. usw. 1925, S. 393.

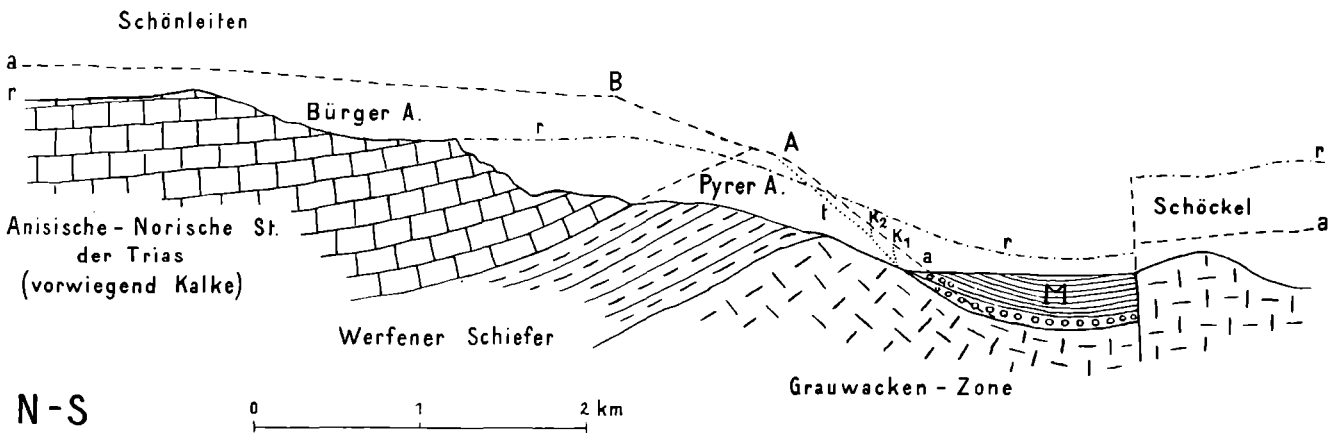


Fig. 2. Querschnitt durch die Aflenzer Miozänenmulde und die angrenzenden Kalkalpen.

a-a = Augensteinlandschaft, vor Ablagerung des Aflenzer Miozäns gebildet und im Aflenzer Becken abgesenkt. Der Absenkungsvorgang begann unmittelbar vor Ablagerung des Miozäns im ^{Kamme} südlich von **A**, hat bis nach Fertigstellung der Raxlandschaft andauert und sich dabei bis zum Punkt **B** fortgesetzt.

t (punktirt) = Auflagerungsfläche des Tertiärs auf dem Grundgebirge, soweit sie nicht mit der Augensteinfläche zusammenfällt. Denn es ist wahrscheinlich, daß die Küste des miozänen Süßwassersees durch Ansteigen des Wasserspiegels und Abrasion allmählich nordwärts verlegt wurde.

K₁ K₂ = Zwei aufeinanderfolgende Lagen der Steilküste des Miozänsees (um zu zeigen, daß die Brandungskonglomerate keine Kalkgerölle enthalten brauchen).

M = Sedimente des Miozän (Konglomerate und kohlenführende Schiefertone).

r-r = Raxlandschaft, nach Ablagerung des Aflenzer Miozäns gebildet und nachträglich im ^{Kamme} ^{Räume zwischen} **B** und dem südlichen Randbruch muldenförmig abgesenkt.

Der Spiegel des miozänen Süßwassersees kann höchstens bis **A** gereicht haben, da der See sich sonst über die Kalkalpen nach Norden ausgedehnt hätte, was bei dem Fehlen von Miozän auf der Höhe des Hochschwabplateaus unwahrscheinlich ist. Die genaue Lage des Punktes **A** ist nicht bekannt, doch scheint es mir nicht wahrscheinlich, daß der miozäne Süßwassersee weit über die heutige Nordgrenze des Aflenzer Miozäns nach Norden gereicht hat, da das Sediment am Nordrand des Beckens ausgesprochen küstennah ist. Die Lage des Punktes **B** wird durch den Südrand der Raxlandschaft am Schießling bezeichnet.

Durch den Rücken der Pyreralpe dürfte die Höhenlage des altpliozänen Talbodens angedeutet sein.

Es wäre daher die Annahme, daß die Schießlingüberschiebung jünger als das Aflenzer Tertiär ist, erst dann zwingend, wenn das Aflenzer und das Stainacher Tertiär gleich alt wären. Tatsächlich aber dürfte das Aflenzer Tertiär etwas jünger sein; denn das Stainacher Tertiär entspricht nach seiner petrographischen Beschaffenheit gut dem Tertiär des Stoderzinken, dieses wiederum ist wohl den Augensteinen gleichzusetzen, die Augensteine aber sind nach S. 36 älter als das Aflenzer Tertiär. Wahrscheinlich aber ist der Altersunterschied ein recht geringer, und es müssen ja die tektonischen Störungen des Stainacher Miozäns nicht unmittelbar nach dessen Ablagerung erfolgt sein¹⁾.

Es wäre auch ganz gut möglich, daß die Bewegungen an der Schießlingschubfläche noch während der Ablagerung des Aflenzer Miozäns begonnen haben und die plötzliche Kalkeinfuhr, die in den höheren Lagen des Grundkonglomerates bei Dörfiach zu beobachten ist, durch einen »Ruck« an der Schießlingschubfläche verursacht ist.

B. Das Altersverhältnis der Raxlandschaft zum Aflenzer Miozän

Nach dem heutigen Bilde endet die Raxlandschaft an einer scharfen, jungen Kante etwa 750 m über der Oberfläche (siehe Fig. 2!), mindestens 1000 m über der tiefstgelegenen Stelle der Auflagerungsfläche des Aflenzer Miozäns auf dem Grundgebirge²⁾.

Bezüglich des Verhältnisses der Raxlandschaft zum Aflenzer Miozän sind folgende sechs Fälle denkbar:

1. Die Ausbildung der Raxlandschaft ist älter als die Ablagerung des Aflenzer Miozäns.

a) Das Aflenzer Miozän liegt in einem in die Raxlandschaft eingegrabenen Erosionstale.

α) Das Aflenzer Miozän liegt noch heute relativ zum Hochschwabplateau in derselben Höhenlage wie zur Zeit seiner Ablagerung (Raxlandschaft 750 m über der heutigen Miozänoberfläche).

β) Das Aflenzer Miozän wurde nach seiner Ablagerung tektonisch versenkt (Raxlandschaft weniger als 750 m über der heutigen Miozänoberfläche).

b) Das Aflenzer Miozän liegt einer vor Ablagerung des Miozäns tektonisch abgesenkten Partie der Raxlandschaft auf (Raxlandschaft = Auflagerungsfläche des Aflenzer Miozäns).

α) Nach Ablagerung des Aflenzer Miozäns ist keine weitere tektonische Absenkung der Auflagerungsfläche desselben eingetreten.

¹⁾ Schwinner versetzt diese Bewegungen an die Wende von Miozän und Pliozän, was meiner Ansicht nach zu spät ist (Zeitschr. d. Deut. u. Österr. Alpenvereins 1924, S. 42).

²⁾ Nach Petrascheck (Kohlengeologie der österr. Teilstaaten VI, S. 26) hat eine südlich von Dörfiach in etwa 750 m Seehöhe angesetzte Bohrung bei 248 m Tiefe (also in etwa 500 m Seehöhe) eine Breccie, die wohl die Basalbildung des Miozäns ist, angefahren.

β) Nach Ablagerung des Aflenzer Miozäns ist eine weitere tektonische Absenkung der Auflagerungsfläche desselben eingetreten.

2. Die Fertigstellung der Raxlandschaft fällt mit dem Zeitpunkte der Fertigstellung des Aflenzer Miozäns zusammen oder sie ist jünger als die Ablagerung des Aflenzer Miozäns.

α) Das Aflenzer Miozän wurde nach seiner Ablagerung nicht mehr tektonisch versenkt (Raxlandschaft in 750 m über der heutigen Oberfläche des Aflenzer Miozäns, damals Becken bis 1500 m Seehöhe mit Neogenablagerungen gefüllt).

β) Das Aflenzer Miozän wurde nach seiner Ablagerung tektonisch versenkt (Raxlandschaft in weniger als 750 m Höhe über der heutigen Miozänoberfläche).

Der Fall 1aα entspricht dem Eindruck, den ein naiver Beobachter auf den ersten Blick erhält: Wenn man von der Höhe der Bürgeralpe auf das Aflenzer Becken hinabsieht, glaubt man förmlich, das alte Seebecken noch vor sich zu sehen. Doch hat die geologische Aufnahme ergeben, daß die Verhältnisse viel komplizierter sind.

Die S. 25 beschriebene muldenförmige Verbiegung¹⁾ des Aflenzer Miozäns, sowie die wahrscheinliche Südbegrenzung durch einen Bruch schalten bereits die Fälle 1aα, 1bα und 2α aus.

Wenn 1bβ zuträfe, wären wieder 2 Fälle denkbar: Die tektonische Absenkung der Raxfläche vor Ablagerung des Miozäns ist an einem Bruch oder an einer Flexur erfolgt. Daß ein Bruch an der Nordseite des Beckens nicht vorhanden ist, wurde bereits S. 26 erwähnt; denn ein solcher müßte sich in der reich gegliederten, nordfallenden Gesteinsreihe an der Nordseite des Beckens unbedingt geologisch nachweisen lassen. Auch Anzeichen einer steilen Flexur sind hier nicht vorhanden²⁾, denn auch diese müßte an der Schichtenlage der Gesteine des Grundgebirges nachweisbar sein. Eine flache Flexur hingegen müßte sich in einem allmählichen Herabbiegen der Raxfläche gegen das Aflenzer Becken bemerkbar machen; auch davon ist keine Rede, die Raxfläche endet am Südrand der Bürgeralpe und des Schießling sehr scharf über dem Aflenzer Becken. Es fällt also auch 1bβ weg.

Es bleiben somit nur die Fälle 1aβ und 2bβ übrig.

¹⁾ Das 10°—20° südgerichtete Einfallen der Grundkonglomerate des Miozäns am Nordrande des Beckens kann nicht als ursprüngliche Strandhaldenschichtung aufgefaßt werden, da auch die den Konglomeraten auflagernden Schiefertone die gleiche Schichtneigung besitzen.

²⁾ Die Herabbiegung der Muschelkalke nördlich vom Ritschl (E. Spengler, Aflenzer Triasgebiet S. 240) ist ein Werk einer viel älteren Tektonik und nur auf diese Stelle beschränkt.

Für 1a scheint zu sprechen, daß sich das Aflenzer Becken in auffallender Weise an eine Zone weicher Gesteine (Karbonschiefer, Grauwackenschiefer) knüpft. Es ist auch wahrscheinlich, daß die oben beschriebene flache Einsenkung der Augensteinfläche durch Erosionsvorgänge weiter vertieft wurde, bevor es zur Bildung von Seeablagerungen kam. Durch diese Erosionsvorgänge könnten auch eventuell vorhanden gewesene Augensteinschotter entfernt worden sein. Aber es ist damit keineswegs gesagt, daß die Bildung dieses Erosionstales erst nach Ausbildung der Raxfläche erfolgt ist.

Gegen 1a aber sprechen die Verhältnisse am Schießling. Wenn die S. 38 beschriebene Südbewegung jünger ist als das Aflenzer Miozän, so muß sie doch älter sein als die Ausbildung der Raxlandschaft; denn es wäre sonst schwer verständlich, daß sich die Reste der Raxlandschaft an der unbewegt gebliebenen Bürgeralpe und dem nach Süden geschobenen Schießling annähernd in gleicher Seehöhe befinden (Bürgeralpe: Rannstein 1506 m, Hühnersteigkogel 1565 m; Schießling: 1612 m).

Auch bei Stainach und am Stoder Zinken ist es klar, daß die südgerichteten Bewegungen der Kalkalpen älter sein müssen als die Ausbildung der Raxlandschaft, die uns in den Plateauflächen der Dachsteingruppe und des Toten Gebirges erhalten ist.

Es ist somit das wahrscheinlichste, daß der Fall 2b β zutrifft, daß die Raxlandschaft etwas jünger als die Ablagerung des Aflenzer Miozäns ist. Dieser Fall ist auch in Fig. 2 zur Darstellung gebracht. Es sei jedoch ausdrücklich betont, daß diese Entscheidung zwischen 1a β und 2b β zugunsten von 2b β wegen der Unsicherheit in der chronologischen Einreihung der Schießlingschubfläche auch unsicher ist.

A. Winkler⁵⁾ versetzt die Ausbildung der Raxlandschaft in die Zeit unmittelbar vor die zweite Mediterranstufe in die Schlußphase der Ablagerung des Schliers (altmittelmiozän). Nach meinen Beobachtungen im Aflenzer Becken kann ich mich somit auch dieser Ansicht anschließen, wenn das obersteirische Süßwassermiozän — was ja fast allgemein angenommen wird — älter als die zweite Mediterranstufe ist.

⁵⁾ A. Winkler, Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzungsbericht d. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Kl., 132. Bd. Wien 1924. S. 394, 395. — Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit (Geologische Rundschau 1926, S. 59).

C. Das Altersverhältnis der tektonischen Störungen der Raxlandschaft zum Aflenzer Miozän

Wenn man nach 2b β die Raxlandschaft für etwas jünger hält als die Ablagerung der Schiefertone des Aflenzer Miozäns, ist es selbstverständlich, daß die Störungen der Raxlandschaft jünger sein müssen als das Aflenzer Miozän; aber selbst dann, wenn man nach 1a β die Raxlandschaft zeitlich vor die Ablagerung des Aflenzer Miozäns stellen würde, müssen die tektonischen Vorgänge, die die Raxlandschaft betroffen haben, erst nach Ablagerung des Aflenzer Miozäns erfolgt sein; denn das Aflenzer Miozän ist von ganz ähnlichen flachwelligen Verbiegungen und Brüchen betroffen worden wie die Plateaufläche des Hochschwab.

Es erübrigt noch die Feststellung des Altersverhältnisses dieser Bewegungen zu den Schottern des Etmißler Beckens. Die groben Schotter von Etmißl lassen mit Sicherheit eine Neubelebung der Erosion durch eine Gebirgsbildungsphase erkennen. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die tektonischen Störungen der Raxlandschaft vor Ablagerung dieser Schotter begonnen haben, also wohl schon im höheren Miozän.

Wahrscheinlich haben die Bewegungen die Bildung dieser Schotter noch überdauert, wodurch die tiefe Versenkung der Schotter in diesem Becken zu erklären ist.

IV. W. Schmidts »Altzyklus« und D. Bädeckers »Zweiter Talzyklus« auf dem Plateau

W. Schmidt hat aus den südlich an die Hochschwabgruppe angrenzenden Teilen der Zentralalpen einen »Altzyklus« beschrieben, der sich durch flachere, reifere Formen und hochgelegene Talböden von dem Jungzyklus unterscheidet, der der Schöpfer der heutigen Täler ist. W. Schmidt schreibt auch die Entstehung der Raxlandschaft in den Kalkalpen diesem Zyklus zu¹⁾.

Hier möchte ich Schmidt nicht beistimmen; ich halte diejenigen Flächen, die noch die unversehrte Raxlandschaft zeigen, für älter, da sie weitaus flachere Formen aufweisen als der Altzyklus im kristallinen Gebirge der Umgebung Leobens.

Hingegen halte ich Schmidts Altzyklus für identisch mit dem von Bädecker²⁾ aus den Schneebergalpen beschriebenen »Zweiten

¹⁾ Walter Schmidt, Zur Oberflächengestaltung der Umgebung Leobens. Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, 129. Bd. (1920), S. 557.

²⁾ D. Bädecker, Zur Morphologie der Gruppe der Schneebergalpen (Schneeberg und Rax). Geograph. Jahresbericht aus Österreich, XII. Bd. Wien 1922. S. 36.

Talzyklus auf den Plateaus«, als dessen Typus der Bärengraben auf der Rax gelten kann.

Daß der Altzyklus selbst in den Kalkalpen nicht mit derselben Klarheit in die Erscheinung tritt wie in den Zentralalpen, und die tektonisch gestörte Raxfläche nicht völlig zerstört hat, wird aus folgendem klar: In Gebieten mit vorwiegend oberflächlicher Entwässerung, z. B. in kristallinen Schiefen oder im Flysch, ist eine tektonische Oberfläche sicherlich auch in kleinen Stücken nicht erhaltungsfähig; die geringste Schiefstellung einer Fläche bewirkt sofort das Einschneiden von Erosionsfurchen und somit eine Zerstörung dieser Fläche. Daher hat in den Zentralalpen sofort nach Eintritt tektonischer Bewegungen der Altzyklus begonnen und die tektonische Oberfläche schon in *statu nascendi* zerstört. In den Kalkalpen setzt zwar mit Beginn einer Gebirgsbildung auch sofort ein Erosionszyklus ein, aber tektonisch verbogene Flächen können trotzdem so ziemlich erhalten bleiben, da das Wasser auf den Kalkflächen zum größten Teile in die Tiefe sickert.

Die Täler des »Zweiten Talzyklus auf den Plateaus« unterscheiden sich von denen der Raxlandschaft durch weitaus steilere Gehänge, ohne daß es zur Bildung von Felswänden kam¹⁾, sind aber wie diese gänzlich auf das Plateau beschränkt; sie enden plötzlich oberhalb des großen Wandabsturzes, der die Plateaus begrenzt. Als Typus dieser Täler kann man im Hochschwabgebiete den etwa 1 $\frac{1}{2}$ km langen, ziemlich tief eingeschnittenen Graben nördlich vom Ghacktkogel bezeichnen, welcher die beiden Punkte 2048 trennt und oberhalb der mächtigen Kläffermauern in etwa 1680 m Seehöhe ganz plötzlich abbricht. (In Fig. 1 S. 29 wird dieser Graben schief geschnitten.)

Demselben Zyklus gehört wohl auch das breite, 1300–1400 m hoch gelegene, gegen Westen geneigte alte Talstück bei der Edelbodenalpe samt dem Nordwestabhang des Ringkamp an. Mit ziemlich großer Steilheit, aber völlig felselos, senkt sich dieser Gras- und Waldhang von dem 2153 m hohen Gipfel des Ringkamp bis zur Edelbodenalpe herab.

Daß sich gerade hier die alte Form so tief hinab erhalten hat, erklärt sich leicht dadurch, daß die jungen Täler der Salza und der Hölle nach Norden abbiegen und dadurch der Nordabhang des Ringkamp den Angriffen der jungen Erosion entzogen war.

Auch der obere Teil des Nord- und Westabhanges der Riegerin und die plateauartige Fläche am Gehart dürften hierher gehören.

Als ein weiteres Beispiel dieses Talzyklus möchte ich das Hochtal der Erzbodenalpe²⁾ zwischen Kollmannstock und Eisenerzer Höhe anführen, welches in 1270 m Höhe am Bretterloch plötzlich über einer Steilwand abbricht. Ihm entspricht beiläufig die auffallende Ver-

¹⁾ Die in diesen Tälern sich findenden Felswände sind auf glaziale Bearbeitung oder jüngere Verkarstung zurückzuführen.

²⁾ Der kleine Seeboden der Erzbodenalpe ist wohl ein Werk der Glazialerosion. Überhaupt ist der untere Teil dieses Tälchens glazial etwas umgestaltet.

ebnungsfläche, die von der Rohrhütte gegen den Kitzstein zieht. Diese Fläche möchte ich daher nicht der Raxlandschaft zurechnen, sondern als einen Talbodenrest aus der Zeit des zweiten Plateauzyklus auffassen¹⁾.

Auch das Fobestal gehört in seiner ersten Anlage wohl diesem Talzyklus an; da es aber, besonders im tieferen Teil, während der Eiszeit und auch nachher weiter vertieft wurde, habe ich es auf der Karte nicht mehr zum zweiten Plateauzyklus gerechnet.

Wahrscheinlich muß diesem zweiten Plateauzyklus auch die erste Anlage des stark verkarsteten Talsystems zugerechnet werden, welches die Seebecken des (östlichen) Filzmooses am Fuße des Ebenstein, des Sackwiesensees und der Sackwiesenalpe enthält und sich einerseits über den Sattel der Häuselalpe (1514 m) zum Ilgner Tal, anderseits über den Plotscher Boden (1398 m) gegen die Tragößer Klamm öffnet. Die drei genannten Seebecken, von denen gegenwärtig nur mehr der Sackwiesensee Wasser führt, sind darauf zurückzuführen, daß die junge Karsterosion die Kalkplatte bis auf die wasserundurchlässigen Werfener Schiefer durchgenagt hat; wie an anderer Stelle²⁾ ausgeführt wurde, deuten diese Werfener Schiefer den Ausstrich einer Schubfläche an, an welcher die Kalke des Hochschwab auf die südlich angrenzenden Kalke des Buchbergkogels und der Sonnschienalpe aufgeschoben wurden.

Auch das Ochsenreichkar, welches im Gegensatze zum Gschöderer Kar und zum Oberen Ring kein typisches Kar ist, dürfte die in diesem Zyklus erlangte Gestalt, nur wenig durch die Vorgänge der Eiszeit verändert, bis heute bewahrt haben.

Auch die Gruppe des Trenchtling weist zwei Reste dieses Talzyklus auf. Der eine ist der fast 1 km lange Talrest zwischen Leobner Mauer und Lammingeck, der im NW an einer Felswand gegen das junge Tal der Handalpe, im SO an einer kleinen Felsstufe gegen den Rötzgraben abbricht³⁾. Der zweite ist das Tal östlich von «Gefehlter Berg», das über den zur Jassing abfallenden Steilwänden plötzlich zu Ende ist.

In der Gruppe der Kräuterin dürfte das Tal des Platschbodens,

¹⁾ Dieser Talbodenrest liegt um etwa 50 m tiefer als die Mündung des Erzbodentälchens beim Bretterloch. Das scheint darauf hinzudeuten, daß sich die nördliche Scholle am Fobestabru ch noch nach dem Altpliozän um etwa 50 m gehoben hat.

²⁾ E. Spengler, Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. I. Teil. Jahrb. d. geolog. Bundesanstalt 1922, S. 160 und Profil II, III auf S. 157.

³⁾ Beim P. 1606 der Orig.-Aufn. 1 : 25 000.

welches in etwa 1200 m Seehöhe beim Jägerhaus plötzlich endet, und die breite Talmulde des Bärenbachsattels dem zweiten Plateauzyklus zuzurechnen sein. Diese beiden Täler, von denen das erste in der Eiszeit wohl vergletschert war, haben zwischen einander nur mehr den schmalen Grat des Tannstein (1811 m) stehen lassen. Nur am Gipfel des Hochstahl (1920 m) ist noch ein kleiner Rest der Raxlandschaft erhalten. Vielleicht wird dieses Talsystem auch durch die Schulter der Rammer Alpe beim Lackelbrunn angedeutet?

Außerdem habe ich noch eine Reihe von Tal- und Gehängestücken auf dem Plateau diesem Zyklus zugerechnet, sie sind auf der Karte (Tafel I) mit Isohypsen, aber ohne Punktierung ausgeschieden.

N. Lichtenecker¹⁾ führt den zweiten Talzyklus auf dem Raxplateau auf lokale Ursachen, auf die Hebung einzelner Schollen und nicht wie D. Bädecker auf eine allgemeine Hebung des Gebirges zurück.

Es ist ja zweifellos richtig, daß die im Abschnitt II geschilderten Verbiegungen und Zerbrechungen der Raxlandschaft den ersten Anstoß zur Bildung der Täler geben mußten, aber die Tiefe der Täler des zweiten Plateauzyklus ist nur verständlich, wenn die Erosionsbasis bereits tiefer lag als die Mulden und gesenkten Schollen der tektonisch gestörten Raxlandschaft, oder mit anderen Worten, wenn die Raxlandschaft als ganzes bereits ein Stück gehoben war. Damals dürften schon im wesentlichen die heutigen Täler existiert haben, aber noch in bedeutend höherer Lage als heute.

Zum Beispiel: Wenn man zu dem oben genannten Graben auf den Trenchtlingböden östlich vom Gefehlten Berg und zu dem schief gegenüberliegenden, sich südlich des Punktes 1558 vom Pribitzplateau herabsenkenden Graben das zugehörige Haupttal rekonstruiert, so erhält man einen an der Mündungsstelle dieser Gräben etwa 1100 bis 1200 m hoch gelegenen Talboden des Jassingtales. Dieser Talboden kann nicht mehr der tektonisch verbogenen Raxlandschaft zugerechnet werden; diese müssen wir vielmehr hier in 1600—1800 m Seehöhe vermuten. Hingegen ist es recht wahrscheinlich, daß die Frauenmauer Höhle zu dieser Zeit entstanden ist²⁾.

Oder: Nach der Höhe, in welcher heute der oben beschriebene

¹⁾ N. Lichtenecker, Die Rax. Geogr. Jahresbericht aus Österreich, XIII. Bd.

²⁾ Auch die großen Höhlen im Dachstein und Tennengebirge sind jünger als die Raxlandschaft. G. Götzinger (Verhandl. geol. R.-A. 1915, S. 283) versetzt die Ausbildung der Frauenmauer Höhle in die Zeit der Raxlandschaft, was ich nicht glaube, da die beiden Höhlenausgänge tiefer als die Plateaulandschaft liegen.

Graben nördlich des Ghacktkogels über dem Salzatal abbricht, und der des Talrumpfes bei der Edelbodenalpe dürfte das Salzatal über den Kläfferbrunnen auch etwa in 1200 m Höhe damals gelegen sein. Eine so starke Einmündung der Raxlandschaft ist aber an dieser Stelle nicht wahrscheinlich, da sich die beiden Abbrüche der Raxlandschaft am Hochtürnach in über 1700 m und am Tremml in über 1800 m gegenüberstehen.

Welcher Zeit gehört nun dieser zweite Plateauzyklus an? Da Ablagerungen, welche man dieser Zeit zurechnen könnte, im Hochschwabgebiet fehlen, ist diese Frage nicht auf direktem Wege zu lösen, sondern nur unter Berücksichtigung allgemeiner Gesichtspunkte.

Die Formen des zweiten Plateauzyklus zeigen eine größere Reife als die heutigen, wenn auch nicht so flache Formen wie die Raxlandschaft. Es sind keine engen, felsigen Schluchten, sondern V-förmige Täler mit ausgeglichenen Gehängen, z. B. Nordabhang des Ringkamp. Das spricht dafür, daß hier Formen aus einer Zeit aufbewahrt sind, welche in den kleinen, uns hier erhaltenen Gräben nicht durch Tiefenerosion, sondern durch Hangdenudation, in den uns nicht mehr erhaltenen größeren Talböden wahrscheinlich durch Lateralerosion und Aufschotterung ausgezeichnet war.

Eine solche Zeit war, wie besonders A. Winkler¹⁾ hervorgehoben hat, die Zeit des Hochstandes des pontischen Sees, das ältere Pliozän. Erst mit dem Rückzug des pontischen Sees hat die energische Tiefenerosion und damit die Außerkraftsetzung und Konservierung dieses zweiten Plateauzyklus begonnen.

Auf einer altpliozänen Schotterfläche im Aflener Becken, die von den Südabhängen von Bürger Alpe und Schießling bis an den Nordabfall der Zeberer Alpe reichte, muß auch das epigenetische Talstück der Stübmung zwischen Station Seebach—Turnau und Törl angelegt worden sein, worauf bereits J. Sölch²⁾ hingewiesen hat. Die Schotterfläche muß in mindestens 900 m gelegen gewesen sein, da der Mitterberg bis 884 m aufragt. Ich vermute aber, daß die Fläche noch höher, etwa in 1100 m Höhe lag, und zwar aus folgenden Gründen: Die zwischen den Gräben an der Nordseite des Aflener

¹⁾ A. Winkler, Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss., 132. Bd. Wien 1924. S. 397.

²⁾ J. Sölch, Epigenetische Erosion und Denudation. Geologische Rundschau, 9. Bd. Leipzig 1918. S. 167, Fig. 4 auf S. 168. Außer den großen Trenningen des Mitterberges und Schöckels hat die Stübmung bei Thulin auch einen winzigen, im Bahnanschnitt aufgeschlossenen Rest von Semmeringkalk von der großen Kalkmasse des Mühlberges abgetrennt.

Beckens liegenden Rücken behalten durch eine längere Strecke eine Höhe zwischen 1100 und 1200 m Höhe bei (Pyrer Alpe 1158 m¹⁾, Am Stangl 1158 m, Steinkogel 1200 m, Trainer B. 1159 m). Andererseits sind an der Südseite des Aflenzers Beckens Eck- und Gipfluren zwischen 1000 und 1100 m sehr verbreitet: Federl Eben 1058 m, Himmel etwa 1125 m, Mühlberg bei Törl und Freieck über 1000 m, Mühlberg bei Seebach 1043 m und 1062 m. Der Höhenunterschied von etwa 100 m zwischen Nord und Süd deutet wohl darauf hin, daß die Schotterfläche ein Gefälle gegen Süden besaß, wodurch die Stübmung ganz an den Südrand gedrängt wurde.

Die Lage des pliozänen Talbodens in über 1100 m Höhe im Aflenzers Becken würde recht gut mit der oben für das Jassingtal (westl. Quelltal des Tragößtales) berechneten Höhe von 1100—1200 m übereinstimmen.

Auch mit der von Machatschek²⁾ für die Salzburger Alpen ermittelten Höhenlage des altplioziänen Talbodens in 1250—1350 m und der von A. Winkler³⁾ festgestellten Höhenlage der pontischen Landoberfläche am Rande des steirischen Beckens (900—1000 m an der Koralpe, 700—800 m bei Friedberg) besteht besonders dann eine gute Übereinstimmung, wenn man annimmt, daß sich seit dem Altplioziän die inneren Teile der Alpen etwas mehr gehoben haben als der Ostrand⁴⁾. Dieser Hebungsüberschuß braucht natürlich nicht die ganze Höhendifferenz zwischen 1100—1200 m und den für den Alpenostrand ermittelten Zahlen auszumachen, da die Talböden ja zweifellos schon im Altplioziän gegen das Innere des Gebirges angestiegen sind.

V. Die quartären Ablagerungen in ihren Beziehungen zur Morphologie

A. Im Aflenzers Becken

Die jungmiozänen und altplioziänen Schotter und Blocklehme und wohl auch ein Teil der miozänen Schiefer-tone wurden nach Ausbildung des Stübmungtales, also wohl im höheren Plioziän, durch

¹⁾ Siehe Fig. 2 S. 39.

²⁾ F. Machatschek, Morph. Studien in den Salzburger Alpen. S. 276.

³⁾ A. Winkler, Zur geomorphologischen und geologischen Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Zentralalpen in der Miozänzeit. Geologische Rundschau 1926.

⁴⁾ Die viel tiefere Lage der pontischen Ablagerungen in der Neunkirchner Bucht des inneralpinen Wiener Beckens kommt für die Bestimmung der Höhenlage der Erosionsbasis der pontischen Täler wohl nicht in Betracht, da die pontischen Ablagerungen hier offenbar nachträglich noch eingebrochen, bzw. gegenüber der Hebung der Kalkalpen zurückgeblieben sind (vgl. J. Stiny, Hebung oder Senkung? Petermanns Mitteilungen 1924, S. 208).

epigenetische Denudation wieder ausgeräumt, wodurch erst das heutige Aflenzer Talbecken entstanden ist.

Als älteste Bildung in diesem im jüngsten Tertiär entstandenen Aflenzer Talbecken treffen wir an dessen Nordseite Gehängebreccien an. Eine solche Gehängebreccie überkleidet den aus Blasseneckporphyroid und Grauwackenschiefern bestehenden Abhang hinter dem Aflenzer Sanatorium¹⁾, ferner die nördlich von Drajach anstehenden altpaläozoischen Kalke. Die Gehängebreccie beim Sanatorium enthält vorwiegend Komponenten von Triasdolomit und -kalk, und zwar bisweilen riesige, fast hausgroße Blöcke, während die Werfener Schiefergerölle meist nur von Nußgröße sind. Ähnlich ist auch die Breccie bei Drajach zusammengesetzt, nur treten hier die Dolomitblöcke zurück. In beiden Fällen ist sehr bemerkenswert, daß der Abhang, von dem die Blöcke der Breccie hinabgestürzt sein mußten, heute die Hauptkomponenten der Breccie nicht mehr anstehend zeigt. Der Trainer Berg, an dessen Abhang beide Breccien gelegen sind, besteht heute bis zur Spitze aus Werfener Schiefer; die Triaskalke und Dolomite, die Hauptbestandteile der Breccie, sind heute bis auf die nördlich angrenzenden Kuppen zurückgewittert. Das spricht für ein verhältnismäßig hohes Alter der Breccien; A. Winkler möchte sie noch ins Tertiär versetzen, ich möchte jedoch auch altquartäres Alter nicht ausschließen; jedenfalls muß sie nach der oben erwähnten Ausräumung des Aflenzer Beckens entstanden sein²⁾.

Ferner sehen wir einen in seiner Form noch deutlich erkennbaren Schuttkegel, der beim Ritschl nördlich von Grasnitz seine Spitze hat und sich über Grasnitz bis gegen Seebach erstreckt. Dieser Schuttkegel besitzt wohl auch altquartäres Alter, da die Schotter im Gegensatz zu den unten zu besprechenden, jüngerdiluvialen Terrassen-schottern konglomeriert sind³⁾.

1) Die löcherige, wasserdurchlässige Breccie scheint auf den Porphyroiden und Grauwackenschiefern in langsamem Abgleiten begriffen zu sein, wodurch das Sanatorium beständig von Rutschungen bedroht ist.

2) Oder sie gehört zu den durch die Ausbildung der Schießlingschubfläche (S. 40) bedingten, oberen, kalkführenden Basalbildungen des Aflenzer Miozäns; das ist mir aber wegen der petrographischen Verschiedenheit von den übrigen Grundbreccien und Konglomeraten des Miozäns weniger wahrscheinlich. Nach ihrem Aussehen handelt es sich hier um eine echte, an einem Abhang von der heutigen Steilheit gebildete Gehängebreccie.

3) Daß dieses Konglomerat kein Grundkonglomerat des Aflenzer Miozäns ist, ergibt sich daraus, daß die ganz nahe vom Rande dieser Konglomerate angesetzte Bohrung D (S. 25) keine Konglomerate, sondern bis in 243 m Tiefe kohlenführende Schiefertone angetroffen hat. Ich möchte diese Konglomerate aber auch nicht mit den Etmäßler Schottern parallelisieren, da die äußere Form des Grasnitzer Schuttkegels noch so deutlich in die Erscheinung tritt.

Jünger sind wohl die diluvialen Terrassenschotter des Aflenzer Beckens. Die diluviale Schotterflur ist am vollkommensten »auf der Lanzen« östlich von Seebach erhalten. Der Nordrand der »Lanzen« liegt etwa 800 m, der Südrand 770 m hoch, die Schotterfläche zeigt somit ein südgerichtetes Gefälle von $6\frac{0}{100}$. Es ist also, wie bereits Oestreich¹⁾ erkannt hat, ein sehr flacher Schwemmkegel des Seegrabens, die Geröllführung stimmt mit der rezenten dieses Grabens überein. Auch westlich des Seegrabens, zwischen Dellach und Thulin, hat sich noch ein kleiner Rest dieses Schwemmkegels erhalten.

Ähnliche flache diluviale Schwemmkegel sind dem Bürger- und Feistringgraben vorgebaut. Auf ersterem liegt der größte Teil des Ortes Aflenz, letzterer bildet die Hochfläche des Vorhahügels. Den besten Aufschluß im diluvialen Schwemmkegel des Feistringgrabens bietet eine Schottergrube südlich der Kapelle 775 bei Dörflich. Hier ist eine $\frac{1}{2}$ m mächtige Sandlage in die Schotter eingeschaltet, das Material der Schotter ist zum größten Teil Aflenzer Kalk (norische Stufe der Trias), ebenso wie in den alluvialen Schottern des Feistringbaches. Die Schotter sind von zwei kleinen Verwerfungen von 110 cm und 30 cm Sprunghöhe durchsetzt. Die Höhenlage der Oberfläche dieser beiden Schwemmkegel stimmt sehr gut mit derjenigen der »Lanzen« überein.

Hingegen liegt die Terrassenflur beim Hofbauer am rechten Ufer der Fölz wesentlich tiefer (700 m) und ist daher wohl von jüngerem Alter.

Wahrscheinlich war einmal das Aflenzer Talbecken bis in fast 800 m Seehöhe von diluvialen Schottern erfüllt, so daß nur bei Drajach, Grasnitz und Göriach kleine Stücke des Tertiärs freilagen, und sind die Zwischenstücke zwischen den heute noch erhaltenen Resten dieser Schotterplatte durch die Erosion des Fölz-, Feistring- und Seebaches und deren Zuflüsse ausgeräumt worden, wodurch der Tertiäruntergrund wieder stärker freigelegt wurde.

Das genaue Alter der Terrassenschotter im Aflenzer Becken ist nicht festzustellen, da sie nirgends mit Moränen in Berührung kommen. Die eiszeitlichen Gletscher der Hochschwabgruppe haben das Aflenzer Becken nicht erreicht.

Da sich aber der größte Teil der innerhalb der Alpen abgesetzten Diluvialschotter als interglazial erweist, wird man dasselbe wohl auch für das Aflenzer Becken annehmen können.

¹⁾ K. Oestreich, Ein alpinen Längstal zur Tertiärzeit. Jahrb. geol. Reichsanstalt 1899. S. 193.

Zur besseren Übersicht sei hier eine tabellarische Zusammenstellung der geologischen Vorgänge im Aflenzer Becken während des Tertiärs und Quartärs angefügt.

Alttertiär	1. Hauptgebirgsbildung
Burdigalien	2. Ausbildung der Augensteinfläche 3. Ablagerung der Augensteinschotter
Helvetien	4. Senkung der Augensteinfläche südlich der Kalkalpen 5. Ablagerung des Aflenzer Miozäns 6. Ausbildung der Schießlingschubfläche 7. Ausbildung der Raxlandschaft
Jungmiozän	8. Tektonische Störung der Raxlandschaft und des Aflenzer Miozäns und Ablagerung der Etmüßler Schotter
Altplozän	9. Anlage des Stübmingtonales auf einer 1100 m hoch gelegenen Schotterfläche
Jungplozän	10. Tieferes Einschneiden des Stübmingtonales, Ausbildung des heutigen Aflenzer Beckens durch epigenetische Denudation
Altquartär	11. Ablagerung der Gehängebreccien und des Grasnitzer Schuttkegels
Vor der letzten Eiszeit	12. Ablagerung der Terrassenschotter 13. Ausräumung der Terrassenschotter in den das Aflenzer Becken querenden Tälern
Geologische Gegenwart	14. Ablagerung der alluvialen Schotter in diesen Tälern

B. Die eiszeitliche Vergletscherung des Hochschwabgebietes

Ich habe auf der Karte (Taf. I) den Versuch gemacht, die Gletscher der letzten Eiszeit¹⁾ im Bereiche des Spezialkartenblattes »Eisenerz, Wildalpe und Aflenzer« zu rekonstruieren.

Ich habe auf dieser Karte nur die Tal- und Kargletscher eingetragen, soweit sie Moränen hinterlassen oder morphologische Wirkungen hervorgebracht haben. Als Nährgebiet für diese Gletscher kommt ein die gesamten über 1500 m Höhe aufragenden Plateauflächen bedeckendes Firnfeld in Betracht. So erklärt es sich auch, daß z. B. der gegen 12 km lange Fobestal—Leopoldsteiner Seegletscher scheinbar aus keiner Firnmulde entspringt. Wahrscheinlich ist ein sehr großer Teil des Pfaffingplateaus Nährgebiet dieses Gletschers.

Die wichtigsten Angaben über die eiszeitliche Vergletscherung des Hochschwabgebietes finden sich in den Arbeiten:

A. Böhm, Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. geol. Reichsanstalt 1885.

¹⁾ Ich habe den Ausdruck »Würmeiszeit« vermieden, weil dann, wenn sich Ampferers Feststellung einer der eigentlichen Würmeiszeit nachfolgenden starken Kalkalpenvergletscherung (Über Wachstumsunterschiede zwischen Fern- und Nahgletschern. Die Eiszeit, II. Bd. (1925), S. 41) auch hier im Osten als zutreffend erweist, es sich hier wohl um die Vergletscherung in dieser »Schlußeiszeit« handeln würde.

R. Michael, Die Vergletscherung der Lassingalpen. 16. Jahresbericht des Vereins der Geographen (Wien 1891).

A. v. Böhm, Die alten Gletscher der Mur und Mürz. Abhandlungen der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien, 2. Band (1900).

Auf diese Arbeiten gehen auch im wesentlichen die Angaben in den »Alpen im Eiszeitalter« 1. Band S. 242, 3. Band S. 1135 zurück.

Wie bereits Böhm beschreibt, sind an der Südseite des Hochschwabgebietes die Glazialerscheinungen am schönsten im Tragößtale zu sehen. Drei Gruppen von Endmoränenwällen queren hier das Tal, der südlichste bei Püchl, der mittlere beim Treitler, der nördlichste zwischen Grünem See und Oberort. Die Moränen führen vorwiegend große Geschiebe von Triaskalk — darunter einige hausgroße erratische Blöcke bei Püchl — und viel kleinere von Werfener Schiefeln. Böhm nahm an, daß auch noch die äußersten Moränenwälle der Würmvergletscherung angehören, und die weiter talaufwärts gelegenen Rückzugsstadien darstellen. Schöne Endmoränen eines Rückzugstadiums finden sich in der Umgebung der Lammingalpe zwischen Trenchtling und Griesmauer.

Der Tragößgletscher war zweifellos der größte Gletscher der Hochschwabgruppe, obwohl dieser Gletscher an der Südseite der Gruppe gelegen ist. Es wird dies aber verständlich, wenn man berücksichtigt, daß dieser Gletscher ein besonders großes Nährgebiet besaß. Zum Nährgebiet des westlichen Astes, des Jassinggletschers, gehörte wohl ein großer Teil des Pfaffingplateaus und die Gegend der Senkbodenalpe, sowie die Nord- und Ostabhänge von Griesmauer und Trenchtling, zu demjenigen des östlichen Astes, des Klammgletschers, der größte Teil des Gebietes um den Sackwiesensee; ein kleiner Teil dieser Eismassen ist vielleicht auch über den Sattel der Häuselalpe zum St. Ilgner Gletscher abgeflossen.

Der Moränenwall bei Püchl liegt deutlich den unterhalb Püchl beginnenden Niederterrassenschottern auf, so daß sich auch hier die Niederterrassenschotter, ähnlich wie im Ennstale¹⁾, als älter als die letzte Eiszeit erweisen. Außerdem liegen in dem großen Moränenaufschluß bei dem Marterl an der Straße mitten zwischen Treitler und Großdorf bereits Geschiebe von Nagelfluh in der Moräne. Neben dieser Niederterrasse hat sich auch ein kleiner Rest einer Hochterrasse an der Straße von Tragöß—Oberort auf das Hieseleck südlich vom Obertrieler erhalten, welcher eine Verschüttung des Tales bis 1000 m

¹⁾ O. Ampferer, Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. »Die Eiszeit« 1924.

Morlot (Jahrb. geol. R.-A. 1850, S. 107) hat diese Konglomerate für tertiär gehalten.

Seehöhe andeutet¹⁾. Sehr schön entwickelte, konglomerierte Terrassenschotter zeigt auch der Haringgraben. Die Konglomerate sind hier mindestens 25 m mächtig, ihre Oberfläche liegt in 890 m Seehöhe, so daß sie wohl in das System der unterhalb Püchl aufgeschlossenen Niederterrassenschotter gehören können; es wäre aber auch möglich, daß es sich um gleichzeitig mit der Vergletscherung gebildete Stauschotter handelt.

Im St. Ilgner Tal reichte der Gletscher bis Oberzwain, wo sich am linken Bachufer, bei der Mündung des Duftbaches, Reste der Endmoräne finden. Südlich davon trifft man nur mehr Niederterrassenschotter, so am rechten Ufer des Ilgner Baches oberhalb des Fasching und am linken Ufer beim Ranzenbacher nächst St. Ilgen. Außerdem findet sich ein bereits Bittner bekanntgewesener kleiner Rest eines wohl altquartären Hochterrassenschotter im Kaarlgraben in 1000 m Seehöhe, in den sich der Bach in enger Schlucht eingeschnitten hat. Wahrscheinlich entsprechen diesen Hochterrassenschottern die Gehängebreccien, die sich zwischen 900 m und 1000 m Höhe am Ost- und Nordgehänge des Ilgner Hochecks finden. Einen Endmoränenwall eines Rückzugstadiums findet man bei der Trawiesalpe am Wege Bodenbauer—Hochschwab.

Nach Böhm liegen die Endmoränen des Fölzgletschers knapp oberhalb der Fölzklamm. Hingegen konnte ich die von Böhm von der Fölzalpe erwähnten postglazialen Endmoränenwälle nicht finden; ich sah nur aus anstehendem Hauptdolomit bestehende Rundhöcker, die allerdings von der Ferne Endmoränenwällen ähnlich sehen.

Auch scheint mir die von Böhm beim Seebauer im Seegraben angegebene Endmoräne nur ein sich an den Hörterkogel anlehnender, rezenter Schuttkegel zu sein. Auch zeigt der Seegraben, genau so wie die unvergletschert gewesenen Täler (St. Ilgner Tal unterhalb Oberzwain, Fölzgraben unterhalb Fölzklamm, Feistringgraben) ausgesprochene V-Form, im Gegensatz zu dem prachtvollen Trog der Dullwitz. Ich vermute, daß der Dullwitzgletscher nicht weiter als in die Gegend des Dürersees gereicht hat. Wir sehen zwar auch hier keine deutlichen Endmoränen, was wohl zum Teil auf Zuschüttung mit rezenten Schuttkegeln, zum Teil auf postglaziale Erosion zurückzuführen sein mag. Hingegen finden sich von Böhm nicht erwähnte Moränenreste bei der Hackenalpe südlich von Seewiesen, welche den Abhang des

¹⁾ Ob es sich hier um altquartäre oder um pliozäne Schotter handelt, will ich nicht entscheiden. Die Höhenlage würde beinahe zu dem S. 46 festgestellten poatischen Niveau des Jassingtales in 1100—1200 m Höhe passen.

Schwarzkogels bis über 1100 m Höhe bedecken. Das Vorkommen von Werfener Schiefergeschieben in dieser Moräne deutet darauf hin, daß es sich hier um eine Ufermoräne des Gletschers handelt, der aus dem an Werfener Schiefer reichen Seetale gekommen ist.

Ausgedehnte Moränen des Seetalgletschers haben sich auch auf der Höhe des Seeberges erhalten und lassen sich bis Brandhof verfolgen. Das Lappental wird durch einen etwa 20 m hohen, sehr gut erhaltenen Ufermoränenwall abgesperrt. Auch noch unterhalb Brandhof, beim ersten »c« von »Aschbach«, ist an der Straße ein Moränenrest aufgeschlossen. Wir müssen also annehmen, daß sich ein Arm des aus der Dullwitz kommenden Gletschers über den Seebergsattel bis nach Brandhof erstreckte, zur Zeit der größten Vergletscherung sogar bis in die Nähe von Gollrad.

Die Kirche von Gollrad selbst (961 m) hingegen liegt auf einer aus fester Nagelfluh bestehenden Schotterterrasse, welche nur mehr den sich zwischen dem Gollrader Bach und der Straße erhebenden Rücken (Judentempel) bildet. Die Nagelfluh zeigt in dem einzigen größeren Aufschlusse an der Straße unterhalb des Gasthofes Gollrad 30° nordfallende Deltaschichtung. Diese Schotterablagerung kann etwa folgendermaßen entstanden sein: Ist sie interglazial, so hat wahrscheinlich in dieser Interglazialzeit in den Werfener Schiefeln bei Gollrad ein durch die Gletschererosion der vorhergehenden Eiszeit ausgefurchtes Seebecken bestanden, das an der Nordseite durch einen Kalkriegel (Verbindung zwischen Häuserbauer und Schütterkogel?) abgeschlossen war und in das von Süden her ein Delta hineingebaut wurde, durch welches mit der Zeit das ganze Seebecken ausgefüllt wurde. Ist jedoch die Schotterablagerung während einer der Eiszeiten entstanden, so kann man annehmen, daß dieses Seebecken durch den aus dem Rammer Tale herauskommenden Gletscher aufgestaut wurde; in diesem Falle hätte also das Seebecken bis Wegscheid gereicht¹⁾. Sölch neigt, wie er mir gegenüber gesprächsweise äußerte, der letzteren Vorstellung zu; mir scheint erstere wahrscheinlicher, da ich mir schwer vorstellen kann, daß zu einer Zeit, als das ganze Aschbachtal bis nach Mariazell vom Eise erfüllt war, das hochgelegene Gollrader Tal eisfrei gewesen sein soll.

Eine verhältnismäßig starke Vergletscherung zeigt die Umgebung von Eisenerz. Von der westlichen Hochschwabgruppe senkte sich

¹⁾ Auf der Strecke zwischen Plachhaus und Adambauer ist der Gollrader Bach am linken Ufer von einer Schotterterrasse begleitet; diese liegt aber um 100 m niedriger als die Schotterfläche bei Gollrad und ist daher wohl jüngerer Entstehung.

ein Gletscher durch das Fobestal und die Seeau bis zum Erzbach herab — der Leopoldsteiner See ist an seinem unteren Ende durch eine Endmoräne abgedämmt. »Im Schuß« muß dieser Gletscher einen gewaltigen Eisbruch besessen haben. Vom Kaiserschild senkte sich nicht nur durch die Kalte Fözl¹⁾, sondern auch durch das Tal der großen Fözl ein Gletscher herab, dessen Endmoräne unterhalb des Fözlbauern erhalten ist. Durch den Gsollgraben reichte ein Gletscher bis Trofeng, wo die Endmoräne liegt, Moränen eines Rückzugsstadiums befinden sich bei der Gsollalpe. Von der Reichensteingruppe zogen sich nach Norden Gletscherzungen durch das Galleiten- und das Erzbachtal bis Krumpental herab — Böhm²⁾ erwähnt bereits die typische Moränenlandschaft am Franzosenbühel. Das Galleitentale ist ganz erfüllt von den Moränen der sich allmählich zurückziehenden Gletscher. Besonders unversehrt sind die einem Rückzugstadium angehörigen Wälle bei der Schaffer und Tullinger Alm erhalten. Die Wasserarmut des Galleitentales hat hier die Moränen vor Zerstörung bewahrt. Viel undeutlicher und mehr von rezentem und postglazialen Schutt überdeckt sind die Moränen in dem viel wasserreicheren Lasitzengraben. Der Talboden des steil ansteigenden Ramsautales zwischen der Einmündung des Lasitzen- und Weißenbachgrabens ist mit einer diluvialen Schuttablagerung bedeckt, in die sich der Bach stellenweise bis aufs Grundgebirge eingefressen hat.

Während der letzten Eiszeit war also nur das Erzbachtal selbst einerseits bis zum oberen Ende von Krumpental, andererseits bis Trofeng eisfrei, von Nebentälern nur der Tullgraben und das unterste Stück der großen Fözl.

Neben den eben geschilderten Jungmoränen habe ich auf der Höhe des etwa 950 m hohen Hoheneckplateaus eine festverkittete Grundmoräne gefunden, die offenbar einer älteren Eiszeit angehört. Wahrscheinlich war damals das Erzbachtal noch nicht bis zur heutigen Tiefe eingeschnitten — durch die Schulter von Hoheneck und die genau gleichhohe Fläche bei der Barbarakapelle wird die Lage eines alten Talbodens angedeutet.

In dem während der letzten Eiszeit eisfrei gebliebenen Teile des Erzbachtales finden wir konglomerierte Diluvialschotter (Nagelfluh), die sich etwa 60 m über die Talsohle erheben. Das Material der Schotter sind nuß- bis faustgroße Gerölle von Blasseneckporphyroid, erzführendem Kalk und Werfener Schiefer, ist also ebenso wie der

¹⁾ A. Penck u. E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Bd. S. 242.

²⁾ A. Böhm, Jahrb. geol. Reichsanstalt 1885, S. 451.

rezente Schotter von Süden her zugeführt worden. Die Schotterablagerung reicht bis an die den Leopoldsteiner See abschließende Moräne. Es ist daher wahrscheinlich, daß der aus dem Leopoldsteiner Seetal vorstoßende Gletscher den Erzbach gestaut und dadurch zur Schotterablagerung gezwungen hat. Unterhalb Münichtal ist am rechten Erzbachufer eine prächtige Diskordanz in diesen Schottern zu beobachten; der tiefere Teil fällt 20° NNW, der höhere liegt flach¹⁾. Vielleicht sind die tieferen, gegen Norden einfallenden Schotter als Deltabildung in dem Stausee aufzufassen; als das stauende Hindernis beseitigt war, erfolgte die Ablagerung der oberen Schotter in horizontalen Schichten.

Die Diluvialschotter des Erzbachtales sind offenbar während des Rückzuges der vorletzten Eiszeit abgelagert worden, als das Erzbachtal bereits eisfrei, das Tal des Leopoldsteiner Sees aber noch vom Eise erfüllt war. In die letzte Eiszeit möchte die Bildung dieser Schotter nicht verlegen, weil es dann unverständlich wäre, daß die Erosionsleistung des Erzbaches in den Schottern eine so viel größere wäre als in den gleichaltrigen Moränen; denn die Schotter sind bis auf verhältnismäßig geringfügige Reste gänzlich weggeräumt, die Moränen am Franzosenbichel aber erfüllen noch die ganze Breite des Tales.

Kleine Reste dieser Diluvialschotter sind auch in 790 m Höhe unterhalb des Vogelbichls und oberhalb des Schichtturmes erhalten. In diesen Schottern liegen hier auch einige riesige Blöcke von paläozoischem Kalk, von denen der größte die Kalvarienbergkapelle am Gradstein²⁾ trägt. Diese Blöcke sind zu groß, um von fließendem Wasser befördert worden zu sein; es sind gewaltige erratische Blöcke, die eine ältere³⁾ Vereisung an ihre Stelle gebracht hatte. Die Schotter sind nur an diese Blöcke angelagert worden.

Außer diesen größeren Gletschern befanden sich am Südabhang der Hochschwabgruppe auch einige kleine Kargletscher in den kleinen Karen am Südabhang der Hauptkette gegen das Trawiestal, bei der Kaarlalpe, im obersten Festringgraben und im Bruchtale nordwestlich von Seewiesen.

¹⁾ A. Penck u. E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Bd. S. 242.

²⁾ Auch Redlich hält die Kalke des Gradstein für Blöcke. *Mitteil. d. geol. Gesellschaft in Wien*, XV (1922), S. 239.

³⁾ Der Gletscher der letzten Eiszeit reichte ja nicht so weit. Wenn Göttinger (*Zeitschrift d. Internationalen Vereins der Bohringenieur u. Bohrtechniker*. Wien 1924, S. 179) bemerkt, daß das Erzbachtal von einem Talgletscher erfüllt war, der mit dem Ennsgletscher bei Hieflau zusammenwuchs, so kann er damit nur eine ältere Eiszeit gemeint haben, da das Ennstal bei Hieflau in der Würmeiszeit eisfrei war.

Auch das obere Schwabental dürfte — nach seiner breiten Trogform zu schließen — in der letzten Eiszeit vergletschert gewesen sein.

Wenn wir uns nun der Nordseite der Hochschwabgruppe zuwenden, so ist als eine Eigentümlichkeit hervorzuheben, daß die sich vom Hauptkamm der Hochschwabgruppe nach Norden zur Salza herabziehenden Seitentäler fast durchwegs breiter sind als das Salzatal selbst, obwohl dieses sicherlich stets von einem stärkeren Flusse durchflossen war. Der weite Talkessel der Siebenseen, das mehr als $\frac{1}{2}$ km breite U-förmige Brunntal, das gleichfalls U-förmige, von senkrechten Wänden eingefasste, verhältnismäßig breite Tal der Hölle und des Radmer Baches bilden einen auffallenden Gegensatz zu dem schluchtartig engen, V-förmigen Tale der Salza, besonders in der Gegend der Kläffer Brunnen und oberhalb Weichselboden. Nur dort, wo die Salza leichter zerstörbare Gesteine durchströmt, z. B. Werfener Schiefer, wird das Tal breiter (Becken von Gschöder, Strecke zwischen Weichselboden und der Bresceniklause). Diese Verhältnisse sind bei der Gleichartigkeit des Gesteins im Bereiche des Haupttales und der Nebentäler nur damit zu erklären, daß die vom Hochschwab herabkommenden Seitentäler in der letzten Eiszeit vergletschert waren, das Haupttal der Salza jedoch nicht¹⁾ (bis auf die Strecke bei Wildalpen, siehe unten!), daß somit die Verbreiterung der Täler mit der Vergletscherung zusammenhängt. Unterstützt wird diese Annahme noch dadurch, daß sich am Ausgange der Seitentäler ins Haupttal vielfach noch Endmoränen erhalten haben.

Während der älteren Eiszeiten muß das Salzatal in seiner ganzen Länge vereist gewesen sein; doch ist die damals geschaffene U-Form durch die Vorgänge der darauffolgenden Inter-glazialzeit wieder vernichtet worden.

Wie bereits Stur bekannt war, finden sich an der Nordseite der Hochschwabgruppe die schönst entwickelten Moränen bei Wildalpen. Wir haben es hier mit einem Gletscher zu tun, der sich aus einem zwischen Ebenstein (2124 m) und Brandstein (2003 m) im Bereiche des heutigen Schafwaldes gelegenen Firnbecken durch das Siebenseetal ins Salzatal hinabstreckte. Dieser Gletscher läßt sich nach Größe und Form etwa mit dem heutigen Gepatschferner vergleichen. Es erfüllen Moränen in sehr großer Mächtigkeit den ganzen Talkessel der Siebenseen, die heute durch den Bau der zweiten Wiener Hochquellenleitung bis auf einen einzigen gänzlich verschwunden sind. Von hier reichen die Moränen hinab ins Salzatal, wo sie gegenüber der Mündung des Hinterwildalpener Baches am rechten Salzaufer

¹⁾ Ich weiche hier von der Ansicht Pencks ab (Alpen im Eiszeitalter I. Bd. S. 243).

den schon von Michael¹⁾ erwähnten spitzen Hügel bilden. Der schroffe, gegen den Fluß zu gekehrte Abhang dieses Hügels ist erst beim Durchbruch der Salza durch die Moränenmassen entstanden. Das Material der Moränen ist meist feiner Dolomitgrus, in welchem größere Kalkblöcke stecken. Besonders eigenartig ist die Oberfläche der Moräne an der Vereinigung des Holzapfel- und Hopfgartentales gestaltet. Hier erheben sich über eine ebene Terrassenfläche eine große Anzahl von mehrere Meter hohen Hügeln, die fast wie prähistorische Tumuli aussehen (Fig. 3). Hier sehen wohl nur die Spitzen der Moränenhügel aus einer jüngeren Schotterdecke heraus. Bei Wildalpen hat sich der Gletscher geteilt: Der quer über das Salzatal bis zum Eingange von Holzapfel- und Hopfgartental vordringende Ast des Gletschers hat diese beiden Täler zu langgestreckten Seen aufgestaut und die Bäche zur Ablagerung gewaltiger Schuttmassen gezwungen. Tatsächlich bietet besonders das obere Holzapfetal vom Christenbauer aufwärts ein prachtvolles Beispiel eines in seinem eigenen Schutt ertrunkenen Tales. Die Schuttsohle erstreckt sich auch in die Seitengräben hinein, so daß sehr deutlich zu sehen ist, daß die Einschneidung des Tales und seiner Seitenäste zu einer Zeit erfolgte, als die Talsohle wesentlich tiefer lag als heute. Der andere Ast des Gletschers erstreckte sich zur Zeit seines Hochstandes von Wildalpen etwa $3\frac{1}{2}$ km salzaabwärts bis über das Fischerhaus hinaus. Hier liegen besonders am linken Flußufer deutliche Moränen, außerdem tritt trotz des gleichbleibenden Gesteinscharakters des Grundgebirges eine merkliche Verschmälerung des Tales ein. Ein besonders auffallender, von der Salza angeschnittener Moränenhügel erhebt sich beim Kühbauer (Zieslerhof).

Zwischen den Moränen liegen bei Wildalpen auch Terrassen. So liegt Wildalpen selbst auf einer sich etwa 30 m über die Salza erhebenden Terrasse, eine ähnliche Terrasse schließt sich an den oben erwähnten Moränenhügel beim Kühbauer an, eine etwa 25 m hohe Terrasse läßt sich von den Wildalpener Moränen talaufwärts bis in die Gegend der großen Salzabiegung beim Kräuterhals verfolgen. Die Entstehung dieser Terrassen kann nur in die Zeit nach (und zwar wohl unmittelbar nach) der Vergletscherung fallen. Denn man sieht an mehreren Stellen ganz deutlich, daß die Moränen nicht auf der Terrasse sitzen, sondern bis zur Salza hinabreichen; auch halte ich es für ausgeschlossen, daß ein im Salzatal vordringender

¹⁾ R. Michael, Die Vergletscherung der Lassingalpen. 16. Jahresber. d. Vereins der Geographen (1891), S. 8.

Gletscher vorher vorhandene Schotterterrassen unversehrt gelassen hätte, selbst wenn man die Erosionskraft des Gletschers noch so gering einschätzt. Besonders lehrreich sind die Verhältnisse in der S-förmigen Biegung des Salzlaufes bei Wildalpen selbst. Wir sehen hier die Terrassen nur auf der Seite des Gleithanges erhalten. Das deutet mit voller Sicherheit darauf hin, daß das Einschneiden in die Terrasse durch reine Flußtätigkeit erfolgt ist, daß kein Gletscher in dem in die Terrasse eingeschnittenen Flußbette gelegen war. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß diese Terrassen nicht reine Schotterterrassen sind, sondern gemischte Stufen: sie sind durch die Erosion aus den Moränen herausgeschnitten, also soweit Grundstufen; dann aber hat die über die Moränen des (sich gegen Siebensee zurückziehenden) Gletschers überfließende Salza die über ihr Niveau

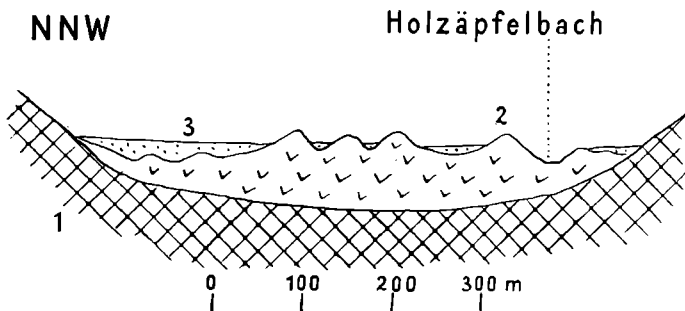


Fig. 3. Profil durch die Moränenlandschaft im unteren Holzäpfeltal.

1 Triasdolomit, 2 = Moräne, 3 = Schotter.

aufragenden Teile der Moräne bis auf wenige Reste abgetragen, die Vertiefungen in der Moräne hingegen mit Schottern ausgefüllt und dadurch die ebene Flur der Stufen erzeugt. Leider sind die Aufschlüsse in den Hängen der Terrassen bei Wildalpen zu schlecht, um die Richtigkeit dieser Annahme durch unmittelbare Beobachtung zu erweisen.

Etwa 2 km unterhalb der äußersten Moränen, etwas unterhalb der Steinbruchmauer sind die ersten deutlichen Reste der konglomerierten Niederterrassenschotter erhalten, aber erst von der Mündung des Lassingbaches an begleitet die Niederterrasse, gegen außen allmählich höher werdend, fast ununterbrochen den Fluß und vereinigt sich bei Groß Reifling mit den Niederterrassenschottern der Enns. Im Lassingtale reichen die Niederterrassenschotter bis zur Mündung des Imbachtals, im Mendlingtale etwa 3 km aufwärts. Da

die Niederterrasse des unteren Salztales mit den Terrassen bei Wildalpen in keinem Zusammenhange steht, läßt sich über deren gegenseitiges Verhältnis nichts Sicheres sagen. Ampferer¹⁾ hat nachgewiesen, daß die Niederterrassenschotter der Enns in der letzten Eiszeit nicht nur bereits abgelagert waren, sondern daß sich sogar die Enns im Gesäuse bis zur heutigen Tiefe bereits eingeschnitten hatte und die Gletscher der letzten Eiszeit die Niederterrassenschotter in Falten zusammengeschoben haben; man wird daher auch für die mit den Ennsschottern zusammenhängenden Terrassenschotter des unteren Salztales interglaziales Alter annehmen müssen. Hingegen haben sich die Terrassen bei Wildalpen als unmittelbar nachglazial erwiesen. Es scheint mir dies kein unlösbarer Widerspruch zu sein. Nehmen wir an, die Salza wäre tatsächlich in der letzten Eiszeit bereits etwa so tief in die interglazialen Niederterrassenschotter eingeschnitten gewesen wie heute, so wäre es ganz gut denkbar, daß sie durch den aus dem Siebenseetale hervorkommenden Gletscher wieder so weit gestaut wurde, daß sie oberhalb der Moränen zuerst einen See bildete und nach dessen Ausfüllung wieder annähernd in demselben Niveau floß wie vor ihrem Einschneiden in die interglazialen Niederterrassenschotter. Erst nach der Eiszeit hätte sie sich neuerdings bis in ihr heutiges Niveau eingeschnitten.

Bei Zutreffen dieser Erklärung müßte man auch heute noch in der Gegend von Wildalpen eine Stromschnelle erwarten. Tatsächlich ist hier das Gefälle des Flusses größer als oberhalb und unterhalb dieses Ortes. Nach den in der Spezialkarte 1:25 000 enthaltenen Höhenkoten beträgt das Gefälle der Salza auf den Strecken:

Brücke beim Kühbauer (unterhalb Wildalpen) — Abraham (5 km)	26 m	5,2 ‰
„ „ Jörgbauer — Brücke beim Kühbauer (4 km)	39 m	9,75 ‰
Kote 627 oberhalb Gschöder — Brücke beim Jörgbauer (10 km)	15 m	1,5 ‰

Oberhalb Kote 627 wird das Gefälle bis zur Brescaniklausen über 10 ‰. Die Stauwirkung des Wildalpener Gletschers scheint also bis ins Gschöderer Becken zu reichen. Von der Gegend des Kräuterhalses an beginnt die Salza in die Schotter einzuschneiden.

Hopfgarten- und Holzapfelbach haben sich bis heute nur in dem untersten Kilometer ihres Laufes in die Wildalpener Terrasse eingeschnitten, im Oberlauf fließen sie noch auf dieser Terrasse²⁾.

Vom Plateau der Göstlinger Alpen erstreckte sich eine Gletscherzunge durch das Königstal bis Lassing herab, hier den von Michael erwähnten Moränenwall hinterlassend. Die zahlreichen kleinen Kare

¹⁾ O. Ampferer, Beiträge zur Glazialgeologie des Enns- und Ybbstales. Die Eiszeit I. Bd. (1924), S. 42.

²⁾ Es sind daher die den Talboden dieser Täler bildenden Schotter auf der geolog. Spezialkarte als Alluvium eingetragen worden. Unter den Alluvialschottern würden, von diesen wahrscheinlich nicht scharf trennbar, die Diluvialschotter liegen.

an der Südseite der Göstlinger Alpe verdanken offenbar kleinen Kar-gletschern ihre Entstehung, ebenso die drei kleinen Kare an der Südseite des Hochstadl. In der Kräuterin waren auch das Tal des Platschbodens und das Fadental vergletschert; in letzterem finden sich auch deutliche Moränen.

Sehr mächtige Moränenmassen haben sich im steirischen Lassingtonale erhalten. Die obersten Verzweigungen dieses Tales, das Zellerbrunntal und der Tiefengrund, sind gänzlich mit Moräne erfüllt, südlich des Tales breiten sich, besonders in der Umgebung des Kräuterbach-Riedels und bei Abbrenn, ausgedehnte Moränen aus. Sie deuten auf einen Eisstrom von etwa 12 km Länge und 3 km Breite. Bemerkenswert ist das häufige Vorkommen von Geschieben von Gosaukonglomerat und Hierlatzkalk in diesen Moränen. Das Gosaukonglomerat stammt offenbar aus der Gegend von Lochbach, Hierlatzkalk steht heute nur mehr im Dürrensteingebiet an.

Es ist mir äußerst unwahrscheinlich, daß sich gleichzeitig aus dem von 2000--2124 m hohen Bergen umstellten Firnbecken des Schafwaldes eine nur 8 km lange, im unteren Teile sehr schmale Gletscherzunge gegen Norden, aus dem von höchstens 1635 m hohen (Gr. Zellerhut) meist aber viel niedrigeren Bergen umgebenen Quellgebiet des Zellerbrunnntales ein 12 km langer und sehr breiter Eisstrom gegen Westen erstreckt hat. Diese starke Vergletscherung des Lassingtonales paßt vielmehr besser zu einem Eisstande, bei welchem der Ennsgletscher bis Gr. Raming, der Ybbsgletscher bis Göstling und Kogelsbach reichte. Ich möchte daher die Moränen des Lassingtonales auch einer älteren Eiszeit zurechnen. Auch zeigen die Moränen des Lassingtonales nirgends mehr so frische Oberflächenformen wie die Moränen bei Wildalpen. Während der älteren Eiszeiten lag wahrscheinlich der größte Teil des Raumes zwischen der Hochschwabgruppe und den Lassingalpen unter Eisbedeckung.

Wenn wir nun von Wildalpen das Salzatal aufwärtsgehen, so begegnen wir zunächst der schon von Michael bemerkten auffallenden Erscheinung, daß dasjenige Tal, welches von allen Tälern der Hochschwabgruppe die Trogform am reinsten zeigt, das Brunntal, an seiner Mündung keine deutlichen Moränenreste erkennen läßt. Vielleicht darf aber hier die gar nicht aufgeschlossene, flache Bodenanschwellung, die den Brunnsee von der Salza trennt, als Andeutung eines Moränenwalls aufgefaßt werden, der fast bis oben mit rezentein Schutt zugeschüttet ist und daher kaum mehr über den Talgrund aufragt?

Hingegen zeigt der Antengraben einen außerordentlich deutlichen Moränenwall an seinem Ausgange ins Salzatal.

Bei Weichselboden dürfte der aus der Hölle hervortretende Gletscher bis zur großen Straßenbiegung nördlich Rotmoos gereicht haben, wo sich Moränenreste erhalten haben. Denn das Tal des Radmer Baches hat bis Rotmoos — ebenso wie die Vordere und die Hintere Hölle — deutliche Trogform, oberhalb Rotmoos aber wird es zur engen Schlucht. Auch das ehemalige Seebecken von Rotmoos selbst ist offenbar durch diesen Gletscher, der auch aus dem Türnachgraben einen schmalen Zufluß erhielt, in den daselbst anstehenden weichen Werfener Schiefen ausgefurcht worden; heute erinnert noch ein kleines Torfmoor an den in der Postglazialzeit hier vorhanden gewesenen See. Den bedeutendsten Zufluß erhielt der Höllgletscher aus dem prachtvollen Kar des Oberen Ringes.

Als Endmoräne eines Rückzugstadiums des Höllgletschers fasse ich den — leider schlecht aufgeschlossenen und stark von rezentem Schutt bedeckten — Seesteinsattel auf, der den über 900 m hoch gelegenen Talboden der hinteren Hölle von dem nur 700 m hoch gelegenen der vorderen Hölle scheidet. Wahrscheinlich ist hier unter der Moräne und dem rezenten Schutt auch eine Felsstufe verborgen.

Einem späteren Rückzugstadium entspricht der in 1120 m Seehöhe gelegene Endmoränenwall, welcher die Roßhölle abschließt.

Entgegen der Angabe Michaels habe ich im Becken von Weichselboden keine Moränenreste gefunden. Hingegen ist hier, und zwar knapp unterhalb des Ortes, ein wohl interglaziales Konglomerat aufgeschlossen, welches auch von dem Stollen der zweiten Wiener Hochquellenleitung durchbohrt wird¹⁾. Die Schichten dieses Konglomerates fallen 20° ostwärts, also flußaufwärts ein (tektonische Störung oder Pressung durch das Eis des Höllgletschers).

Sehr interessant sind die Verhältnisse am Kastenriegel. Wie der Längsschnitt Fig. 4 zeigt, dacht sich die Ostseite ganz sanft zu einem 1003 m hoch gelegenen Talboden im oberen Rammer Tal ab, die Westseite hingegen fällt mit einer schroffen Felswand gegen den etwa 940 m hoch gelegenen Talboden der hinteren Hölle ab. Die Westwand des Kastenriegels ist ein Teil der Trogwand der hinteren Hölle, sie setzt sich gegen Süden in der Westwand der Graualpe fort. Die Westwand des Kastenriegels besteht zum größten Teil aus Ramsadolomit, in ihrem obersten Teil jedoch an einzelnen Stellen aus

¹⁾ Die zweite Kaiser-Franz-Josefs-Hochquellenleitung der Stadt Wien. Gedenkschrift zu deren Eröffnung. Wien 1910. Verlag Gerlach und Wiedling. S. 66.

Moräne¹⁾, die den ganzen Ostabhang des Kastenriegels bedeckt. Aus diesen Verhältnissen geht mit Sicherheit hervor, daß die Hölle ein wesentlich jüngeres Tal als das Rammer Tal ist; die Erosion, welche den Trog der hinteren Hölle schuf, war erst nach Ablagerung der Moräne am Kastenriegel tätig, da sie ja die Moräne in gleicher Weise wie den darunter befindlichen Ramsaudolomit anschnitt. Wenn man, was ja sehr wahrscheinlich ist, die Trogform der hinteren Hölle der letzten Eiszeit zuschreibt, muß man die Moräne des Kastenriegels einer älteren Eiszeit zurechnen. Ich halte es für wahrscheinlich, daß das Eis der Roßhölle in den älteren Eiszeiten zum größten Teil in das Rammer Tal abfloß, während in der letzten Eiszeit die hintere Hölle

Dippelwand

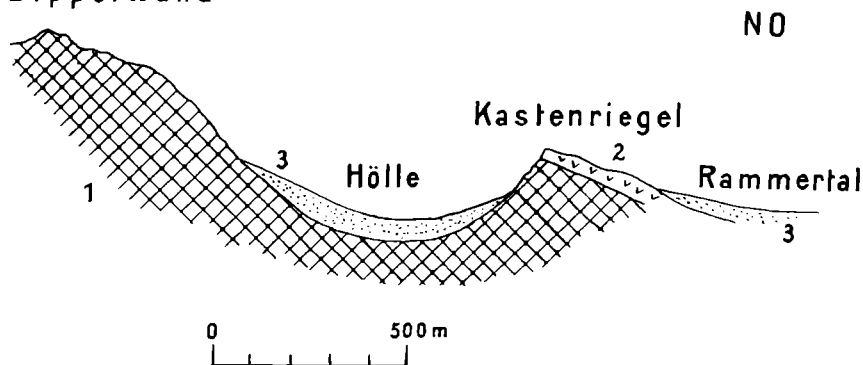


Fig. 4. Profil durch den Kastenriegel.

1 Triaskalke und -dolomite, 2 = Altmoräne, 3 rezenter Schutt.

durch die fluviatile Erosion der letzten Interglazialzeit bereits um soviel tiefer als das Rammer Tal eingeschnitten war, daß der Roßhöllengletscher nur mehr den Weg durch die Hölle nach Weichselboden wählte, dabei das Tal zur Trogform erweiternd, und das Rammer Tal somit eisfrei blieb.

Wenn man die Moräne am Kastenriegel einer älteren Eiszeit zurechnet, muß man dasselbe auch mit den Moränenresten im unteren Rammer Tale und am Pretalsattel tun, ebenso mit den zahlreichen kleinen Moränenvorkommen in dem Raume nördlich der Salza zwischen Rotmoos und Gußwerk: an der Straße zwischen Hals und Greith, bei Dürradmer, im Oising- und Moosbachgraben. Es ist ganz begreiflich, daß in solchen Gegenden, die in der letzten Eiszeit eisfrei blieben,

¹⁾ In dem grusigen Ramsaudolomit und in der daraufliegenden Moräne erfolgen noch häufig Rutschungen, die vor einigen Jahren die daselbst angelegte Straße fast gänzlich zerstörten.

die älteren Moränen besser erhalten sind als in solchen, die auch in der letzten Eiszeit vergletschert waren. In der Moräne an der Straße am Südbang der Hochleiten treten bis faustgroße Gerölle von Quarz und Phyllit auf¹⁾. An einen glazialen Transport aus den Zentralalpen ist hier nicht zu denken, es handelt sich zweifellos um glazial umgelagerte Augensteinschotter des Hochschwabgebietes.

Ebenso möchte ich die Moränen, die auf den Gosauschichten des Gamsforstes liegen²⁾, einer älteren Eiszeit zurechnen, und zwar einerseits deshalb, weil die Berge im Umkreis des Gamsforstes zu niedrig sind, um in der letzten Eiszeit vergletschert gewesen zu sein, andererseits weil die Auflagerungsfläche dieser Moränen auf dem Grundgebirge noch höher liegt als der heutige Talgrund des Gamsgrabens.

Außer den oben beschriebenen vier großen Gletschern trug der Nordabhang des Hochschwab in der letzten Eiszeit noch einige kleinere Gletscher. Durch die Täler des Lurgbaches und des Eisenerzer Baches senkten sich Gletscher nach Hinter-Wildalpen hinab, hier Moränen hinterlassend und in den weichen Reingrabener Schiefeln ein Becken ausschürfend, das nach der Eiszeit von einem See erfüllt war. Ein kleiner Gletscher lag in dem prächtigen Liskar der Riegerin. Der Gletscher des Gschöderer Kars reichte nicht bis zur Salza hinab, sondern endigte nicht tief unter der Edelbodenalpe. Noch kleinere Gletscher erfüllten den vom Weichselbodener Hochschwabweg gequerten »Weihbrunnkessel« und ein zweites kleines Kar an der Nordseite des Ringkamp; diese glazialen Formen sind sehr scharf in den altpliozänen Nordwestabhang (S. 44) dieses Berges eingeschnitten.

VI. Zur Talgeschichte des Salza- und Erzbachtales

Auf den so merkwürdig gestalteten, gebirgseinwärts gerichteten Lauf der steirischen Salza hat bereits N. Krebs³⁾ hingewiesen und betont, daß hier wohl kaum ursprüngliche Zustände vorliegen. Ich glaube, daß man hier einen Erklärungsversuch wagen darf.

Es ist selbstverständlich, daß das Talnetz in erster Linie durch die jüngste Tektonik vorgezeichnet sein muß, durch die in Abschnitt II beschriebenen Bewegungen, welche noch die Raxlandschaft betroffen haben. Wo in der tektonisch gestörten Raxlandschaft Mulden und gesenkte Schollen lagen, mußten sich Täler entwickeln.

¹⁾ Südlich vom »i« von »Hochleiten« auf der Spezialkarte 1:75 000.

²⁾ Die besten Aufschlüsse liegen am Zwieselbach (größter linker Zufluß des Gamsbaches unterhalb Hart).

³⁾ N. Krebs, Die nördlichen Alpen zwischen Enns, Traisen und Mürz. Geograph. Abhandlungen VIII, 2 (1903), S. 26.

Wenn wir nun den nordöstlichen Teil der morphologischen Karte (Tafel I) betrachten, so sehen wir, daß dort in der tektonisch gestörten Raxlandschaft ein ausgesprochenes Gefälle in der Richtung gegen Nordosten vorhanden war. Von über 2200 m am Hochschwab und 2000—1800 m am Südrand der Aflenzer Staritzen dacht sich die Raxlandschaft gegen Norden zu rund 1500 m auf der Graualpe und Zeller Staritzen und von da weiter zu etwa 1270 m auf der Tribein ab; anderseits besteht von der Kräuterin ein Gefälle von 1920 m am Hochstadl und rund 1700 m in der Gegend des Graskogels zu 1500 m auf der Zeller Staritzen in der Richtung gegen Osten.

Es ist daher schon aus diesem Grunde wahrscheinlich, daß die ursprüngliche Entwässerung dieses Gebietes in der Richtung gegen Nordosten, über den heutigen Sattel von Mariazell, erfolgte¹⁾. Tatsächlich sprechen eine Reihe von Erscheinungen für diese Annahme. Bei einem ursprünglichen Talsystem wird es die Regel sein, daß die Nebenflüsse, derselben Gefällsrichtung wie der Hauptfluß folgend, mit diesem einen flußaufwärts geöffneten spitzen Winkel einschließen. Bei der Salza zwischen Rasing und Wechselboden ist es aber gerade umgekehrt, da ist die Öffnung des spitzen Winkels bei der Mündung fast aller Bäche flußabwärts gerichtet. Das beweist, daß auf dieser Strecke eine Umkehr der Fließrichtung erfolgt ist, daß die Strecke früher von einem in umgekehrter Richtung, natürlich in höherem Niveau gelegenen Flusse benützt war.

Einen flußabwärts geöffneten spitzen Mündungswinkel zeigen am linken Ufer: vor allem der größte Nebenfluß, der Aschbach, der wohl früher der Hauptfluß war; dann der Sperrgraben, Brunngraben, Waldsiedelgraben und Gschödringgraben; am rechten Ufer: der Oischinggraben, Moosbachgraben und das Ramsautal.

Noch klarer wird das Bild, wenn wir die heute außer Funktion gesetzten Täler mit einbeziehen. Das S. 45 erwähnte Tal des Platschbodens auf der Kräuterin hatte sich wohl einst über die Gegend des Lackelbrunnns nördlich am P. 1138 vorbei und über den von der

¹⁾ O. Lehmann scheint nach einer Mitteilung E. Brückners (Mitteil. der Geograph. Gesellschaft in Wien, 68. Bd. (1925), S. 39) den Standpunkt zu vertreten, daß umgekehrt die Erlauf früher über den Sattel von Mariazell zur Salza floß. Das dafür angegebene Argument, daß sich in der Moräne des Erlaufgletschers bei Mariazell schwarze und dunkelgraue Kalke finden, die nur von Norden stammen können, ist nicht stichhältig. Denn die am Aschbach zwischen Wegscheid und Gußwerk anstehenden schwarzen und dunkelgrauen Mürztaler Kalke gleichen petrographisch fast vollständig den Gutensteiner Kalken des Erlaufgebietes (vgl. Jahrb. geol. Bundesanstalt 1925, S. 293).

Straße Greith—Weichselboden benützten Sattel des Hals (etwa 830 m) nach Greith fortgesetzt. Am »Hals« ist ein gegen Osten sich senkendes, über 1 km langes Talstück erhalten, das etwa 100 m über der Salza abbricht. Der dicht bewaldete, felsenlose Abhang des Gutenbrand gegen diesen Talrumpf, dessen Vorhandensein nicht durch das Anstehen eines weichen Gesteins erklärt werden kann, ist zweifellos älter als die felsigen Abhänge dieses Berges gegen das Salzatal und den Radmer Bach. Die Gehängebreccie beim »g« von »Hochschlag« ist ein noch erhaltener Rest der Schuttbekleidung dieses alten Tales. Ebenso dürfte das Fadental einstmals über Dürradmer und den Kniebügel (876 m) nach Greith entwässert worden sein. Auch der über 1 km lange, sich sanft gegen Süden senkende Talrumpf am Zeller Sattel (1083 m) nordwestlich von Dürradmer, der beiderseits zu den jungen Tälern (Zellerbrunnental im Norden, Schallenbachtal im Süden) scharf abbricht, ist ein Teil dieses alten Talsystems.

Ferner ist das Rammer Tal zweifellos älter als die Hölle (siehe S. 63), so daß der obere 1500—1600 m hochgelegene Talboden der Roßhölle und das ganze Gebiet der hinteren Hölle bis zum Miesattel einst zum Rammer Tal entwässert wurde. Hingegen zeigt das alte, pliozäne Talstück bei der Edelbodenalpe (S. 44) ein Gefälle gegen Westen, so daß es wohl seit jeher zum Flußgebiet der Salza gehörte.

Schließlich scheint es mir nicht ausgeschlossen, daß auch die Dullwitz einstmals über den Seeberg¹⁾ zum Gollrader Bach und somit zum Aschbach entwässert wurde. Denn das wäre die natürliche, durch den Dullwitzbruch und den Zug von Werfener Schiefeln gewiesene Entwässerungsrichtung. Erst später wurde die Dullwitz durch den nach rückwärts einschneidenden unteren Seebach zur Stübing abgeleitet. Das Dullwitztal zeigt drei durch Steilstufen voneinander getrennte Talböden: 1. Der Boden der oberen Dullwitz, an seinem unteren Ende, bei der Voistaler Hütte 1650 m hoch gelegen; 2. Höllenboden und untere Dullwitz, in 1300 m Höhe abbrechend; 3. Das Seeatal, dessen Schuttsohle in etwa 1000 m Höhe gelegen ist. Von diesen beiden Steilstufen kann die obere vielleicht als glaziale Konfluenzstufe gedeutet werden, da sich dort die beiden Gletscher aus der oberen Dullwitz und aus dem Ochsenreichkar vereinigten. Hingegen ist diese Erklärung bei der unteren Stufe unmöglich, da an dieser Stelle keine

¹⁾ Die Paßhöhe des Seebergs (1254 m) ist aus Moränen aufgebaut, so daß hier der Talboden nicht höher als 1200 m angenommen werden muß.

Vermehrung des Eises erfolgt ist. Ich vermute, daß es sich hier um die talwärts verlegte Wasserfallstufe¹⁾ handelt, die im Zeitpunkte der Anzapfung der Dullwitz durch den unteren Seebach an der Anzapfungsstelle unterhalb von Seewiesen lag. Der Bach hatte leichte Arbeit, da er meist in Werfener Schiefer einschnitt.

Daß in der Umgebung des Seeberges noch in sehr junger Zeit — erst nach der Eiszeit — ein ursprünglich zum Aschbach fließendes Gewässer anderwärts (entweder zum Seebach oder zum Kreitbach) abgeleitet wurde, ergibt sich daraus, daß das Lappental heute ein vollständiges Trockental ist. Dieses teils in Werfener Schiefer, teils in Wettersteinkalk eingeschnittene Tal muß früher von einem ziemlich starken Bache durchflossen worden sein, dessen Erosionswirkungen noch heute deutlich sichtbar sind.

Der mutmaßliche Verlauf der alten Wasserscheide wurde auch in der Karte (Tafel I) eingetragen²⁾.

Die Ursache der Anzapfung des Aschbaches durch die Salza und den unteren Seebach ist eine — wohl tektonisch verursachte — Tieferlegung der Erosionsbasis an der Enns und an der Stübmung gegenüber derjenigen an der Erlauf, deren Oberlauf wohl einst der Aschbach war.

Am leichtesten verständlich ist die Anzapfung des Aschbaches durch die Salza, wenn man diesen Vorgang in eine der älteren Interglazialzeiten versetzt, weil man dann auch die Verlegung des alten Tallaufes bei Mariazell durch Moränen zur Erklärung heranziehen kann. Die Anzapfungsstelle dürfte zwischen Greith und Weichselboden gelegen gewesen sein. Wahrscheinlich trennte hier schon vor der Eiszeit nur mehr eine niedrige Wasserscheide das damalige Quellgebiet der Salza von dem zur Erlauf entwässerten Tale Platschboden—Hals—Greith—Gußwerk. Die Gletscher der Hochschwabgruppe überschritten diese Wasserscheide und schliffen sie völlig nieder. Sie drangen bis über Mariazell nach Norden vor³⁾ und verlegten dort mit ihren Endmoränen das Tal. Bei ihrem Rückzuge mußte sich der Raum hinter den Endmoränen mit einem kurzlebigen See füllen, der nun nach völligem Rückzuge des Gletschers über die nicht mehr existierende Wasserscheide nach Südwesten abfloß. Die ungleich größere Wassermasse, die jetzt der Salza zugeführt wurde, bewirkte

¹⁾ O. Ampferer, Über die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschrift d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 46. Bd. (1914), S. 87.

²⁾ Die Wasserscheide wurde etwas westlich der Kammlinie der Kräuterin eingetragen, um anzudeuten, daß diese etwas nach Osten zurückgewittert ist.

³⁾ Nach den Höhenverhältnissen des Gebirges ist es recht wahrscheinlich, daß zu einer Zeit, als der Ybbsgletscher bis Kogelsbach reichte, die nördlichen Hochschwabgletscher sich bis Mariazell erstreckten.

ein scharfes Einschneiden dieses Flusses in die Tiefe¹⁾. Tatsächlich zeigt das Salzatal einen viel jugendlicheren Charakter als das Tal des Aschbaches.

Nur auf der Strecke Gußwerk—Franzbauer besitzt das Salzatal einen breiten, ebenen Talboden. Diese Strecke fällt genau mit dem Talstück zusammen, welches im Dolomit gelegen ist; sobald der Fluß oberhalb Franzbauer in den Kalk eintritt, erscheint sofort wieder das Engtal. Vielleicht war das Talstück Gußwerk—Franzbauer nach der Eiszeit ein See (Zungenbecken des bis Mariazell reichenden Hochschwabgletschers der Rißeiszeit, selektive Glazialerosion in dem leichter zerstörbaren Dolomit). Reste einer — allerdings sehr niedrigen — Schotterterrasse im Salza- und Aschbachtale (siehe Karte Tafel 1) beweisen, daß dieses Becken einst höher mit Schotter angefüllt war.

Gleichzeitig erfolgte auch die Anzapfung des Platschboden-, Faden- und Ochsentales, durch den Schallen-Radmer Bach, der noch fast in seiner ganzen Länge in engen Schluchten von sehr jugendlichem Charakter fließt. Nur dort, wo er Werfener Schiefer durchströmt (Becken von Dürradmer und Rotmoos) fließt er in breitem Bette; die Gletscher haben hier beckenförmige Wannenausgefurcht. Das unterste Stück des Radmer Tales zwischen Rotmoos und Weichselboden wurde durch den Gletscher der letzten Eiszeit erweitert (siehe S. 62).

Aber nicht nur gegenüber dem Erlaufgebiet, sondern auch gegenüber dem Ybbs- und Murgebiet wurde die Erosionsbasis an der Enns stärker vertieft.

Ersteres zeigen sehr klar die Verhältnisse an dem Sattel von Lassing. Der breite Talboden des Göstlingbaches liegt bei Lassing um etwa 100 m höher als das bedeutend engere Tal der zur Salza abfließenden Mendling. Daraus ergibt sich das höhere Alter des Göstlingbaches. In demselben Sinne spricht auch die Tatsache, daß die zum obersten Göstlingtale abfallenden Gehänge des Hochkar stark mit alten Gehängebreccien überzogen sind, diejenigen zum Mendlingtale jedoch nicht. Wahrscheinlich wurde der ganze Talzug Palfau-Göstling einst zur Ybbs entwässert. Infolge der Vertiefung der Erosionsbasis an der Enns wurde die Wasserscheide immer mehr gegen Nordosten verschoben und wurden immer mehr Seitentäler zur Mendling abgeleitet. Die Anzapfung des letzten dieser Seitentäler, des Königstales, ist wahrscheinlich erst nach der Eiszeit erfolgt.

Daß sich die Enns aber auch der Mur gegenüber als die stärkere erwiesen hat, ist am Prebichl deutlich zu erkennen. Der Prebichl ist ebenso wie der Sattel von Lassing und der Kastenriegel ein

¹⁾ Tatsächlich zeigt das Engtal der »Klausen« oberhalb Weichselboden am linken Ufer über 900 m ein weniger steiles Gehänge als darunter. Vielleicht ist ersteres das Talgehänge der obersten Salza vor der Anzapfung.

Stufenpaß mit zwei verschieden alten Seiten. Auf der Vordernberger Seite hat er den Charakter einer Talwasserscheide. Ein altes, breites, sanft ansteigendes, am Sattel selbst mit Gehängebreccien bekleidetes Tal bricht auf der Paßhöhe plötzlich ab zu dem von Eisenerz her eingeschnittenen, jungen, engen, steilwandigen Gerichtsgraben. Es besteht kein Zweifel, daß der Gerichtsbach auch heute noch bestrebt ist, den Prebichl immer mehr in der Richtung gegen Vordernberg zu verschieben. Die Gehängebreccie am Prebichl ist deutlich von der nach rückwärts einschneidenden Erosion des Gerichtsbuches angefressen.

Wahrscheinlich hat sich daher das Vordernberger Tal früher noch über den heutigen Prebichl hinaus nach Norden erstreckt. Vielleicht reichte es, dem Streichen der weichen Grauwackenschiefer zwischen den witterbeständigeren Kalken des Reichensteins und den Blasseneckporphyroiden des Polster folgend, bis an die Kalkalpen heran und hat die Südabhänge der westlichen Hochschwabgruppe (Pfaffenstein und Gsollmauer, vielleicht sogar auch Kaiserschild und Seemauer) zur Mur entwässert.

Erst durch die junge Vertiefung der Erosionsbasis im Ennstale hat der Erzbach, rückwärts einschneidend, die den Kaiserschild mit der Seemauer verbindende Kalkmasse durchbrochen und das früher gegen Süden entwässerte Gebiet von Eisenerz an sich gezogen. Der Durchbruch der Hochschwabgruppe unterhalb des Leopoldsteiner Sees und die Ableitung des Eisenerzer Gebietes gegen Norden war wohl schon vor der Eiszeit vollendet, da sich bei Hoheneck ältere Moränen finden; aber der Talboden lag in den älteren Eiszeiten sicherlich noch viel höher, da diese Moränen einer über 900 m hoch gelegenen Talleiste aufliegen (siehe S. 55).

Zum Schlusse sei ausdrücklich hervorgehoben, daß die in diesem Abschnitte ausgesprochenen Gedanken zum Teil noch einen stark hypothetischen Charakter tragen und durch weitere eingehendere Untersuchungen zu stützen wären.

VII. Voreiszeitliche und eiszeitliche Formen

Von den ganz jungen, felsdurchsetzten Abhängen der heutigen Täler sind deutlich Gehängestücke zu unterscheiden, welche sich in demselben Gestein durch folgende Merkmale auszeichnen: 1. durch geringere Steilheit, ausgeglicheneres Gefälle und den Mangel an Felswänden. Sie nähern sich dadurch den Formen des zweiten altpliozänen Talzyklus auf dem Plateau, gehören aber im Gegensatze zu

diesen nicht mehr dem Plateau an. 2. häufig durch die Bedeckung mit Gehängebreccien.

Daß die Gehängebreccien des Hochschwabgebietes prä- oder interglaziales Alter besitzen, beweist das Vorkommen von Geröllen der Gehängebreccie in den eiszeitlichen Moränen. So habe ich Stücke von der am Südabhang des Punktes 1732 (Aflenzer Staritzen) anstehenden Gehängebreccie in der Moräne des Seeberges, von der am Ostabfall des Kaiserschildes auftretenden Gehängebreccie in der Moräne der großen Fölz gefunden.

Der Gegensatz zwischen diesen älteren und jüngeren Formen ist besonders scharf im Tragößtale. Die Mesnerin zeigt gegen den Haringgraben einen verhältnismäßig sanft geböschten, bis hoch hinauf mit häufig verkittetem Gehängeschutt bekleideten Abhang, gegen den vom eiszeitlichen Gletscher erfüllt gewesenen Klammgraben hingegen eine gewaltige Felswand. Die Grenze zwischen beiden Formen ist beinahe messerscharf. Gegen den unvergletschert gebliebenen Haringgraben ist der präglaziale Abhang wenig verändert erhalten geblieben, gegen den Klammgraben sehen wir die junge, durch Gletschererosion und postglaziale Bergstürze erzeugte Felswand, von der auch heute noch massenhaft Schutt abbröckelt. Genau dasselbe Verhalten zeigt der gegenüberliegende Trenchtling, in gewissem Sinne das Spiegelbild der Mesnerin. Gegen die Höfe Oberjäger und Obertrieler ist noch der voreiszeitliche Abhang erhalten, gegen die von Bergsturztrümmern erfüllte untere Jassing zwischen Pfarrerlacke und Grüner See weist er ganz junge Felswände auf. Hingegen zeigt die Pribitz, welche zu beiden Seiten in vergletschert gewesene Täler abstürzt, überall junge Felsmauern.

Ein ähnliches Verhalten ist auch an der Abdachung der Kalkalpen gegen das Aflenzer Becken zu beobachten; nur ist hier der Formengegensatz nicht so scharf wie bei Tragöß, da die ins Aflenzer Becken mündenden Täler — wenigstens in ihrem unteren Teile — nicht vergletschert waren. Der Schießling zeigt noch zum großen Teile einen wenig zerschnittenen, stark von Gehängebreccie überzogenen und daher schlecht aufgeschlossenen Südabfall; hier ist der voreiszeitliche Abhang wenig verändert erhalten. Hingegen zeigt er gegen Feistring- und Seegraben viel steilere, felsdurchsetzte und daher wohl jüngere Abhänge. Westlich vom Feistringgraben ist die Taldichte eine ungleich größere. Fölz-, Bürger-, Jauring- und Feistringgraben liegen so nahe beisammen, daß sich zwischen diesen keine Plateaureste mehr erhalten konnten, sondern junge scharfe Kämme

auffragen; daher ist hier auch von der präglazialen Abdachung wenig erhaltengeblieben.

Wir können also zusammenfassend feststellen, daß am Südabhänge der Kalkalpen im Hochschwabgebiete der vor-eiszeitliche — vielleicht sogar jungpliozäne — Abhang noch häufig wenig verändert erhalten ist, in den in die Kalkalpen eindringenden Quertälern hingegen durchaus junge Gebirgsformen auftreten. Dies gilt sowohl für vergletschert (Tragöß) als für unvergletschert gewesene Täler (z. B. Jauringtal).

Etwas anders liegen die Verhältnisse bei Eisenerz. Wie im vorhergehenden Abschnitte dargestellt wurde, besitzt das Erzbachtal ein geringes Alter: es zeigen daher die gegen dieses Tal gerichteten Südabstürze der Kalkalpen sehr jugendliche Felsformen: Südwände von Pfaffenstein und Gsollmayer, Seemayer, Ostwand des Kaiserschild; aber auch die paläozoischen Kalkberge zeigen gegen das Erzbachtal felsdurchsetzte junge Steilwände: Nordabhang der Reichensteingruppe. Hingegen sind die Nordostabhänge derselben Reichensteingruppe gegen das alte Vordernberger Tal gleichmäßig geböschte, felslose Grashänge, obwohl im Vordernberger Tal ein Gletscher lag. Wir haben es hier in den fast an kristalline Schieferhänge erinnernden Nordostabhängen von Grübelmayer und Zinken wiederum mit den nur wenig veränderten, präglazialen Formen zu tun, in die die glazialen Karformen nur stellenweise eingefressen sind.

An der Nordseite der Hochschwabgruppe sind Formen, welche jünger als das Altplozän, aber älter als die heutigen Talhänge sind, viel schwerer erkennbar als an der Südseite. Als Beispiel sei nochmals auf die im vorhergehenden Abschnitte beschriebenen alten Talrumpfe am »Hals« und am Zeller Sattel hingewiesen.

VIII. Nacheiszeitliche Ablagerungen des Diluviums

Von den rezenten Schuttkegeln und Schutthalden wurden auf der geologischen Spezialkarte solche abgetrennt, welche jetzt nicht mehr weiter wachsen, sondern bereits von rezenten Erosionsschluchten zerschnitten sind. Dazu gehören die Schuttkegel, die dem Geiereck- und Judmaiergraben gegen Eisenerz zu vorgelagert sind und von dem etwa 10—15 m tiefen Nussengraben so tief zerschnitten sind, daß bereits die Werfener Schiefer in der Tiefe des Grabens zum Vorschein kommen. Vermutlich gleichzeitig mit diesem Schuttkegel

wurden die Schotter der niedrigen Terrasse abgelagert, auf welcher der Hochofen in Münichtal liegt.

Ferner gehört hierher der große Schwemmkegel, auf welchem die Häuser von Greith liegen und der gegen die Salza in einem kleinen Steilrand abbricht und von den rezenten Bächen in kleinen Erosionsgräben zerschnitten wird.

Auch die bereits S. 68 erwähnten und auf Tafel I eingetragenen Reste einer niedrigen Terrasse im Salzatal bei Gußwerk und im Aschbachtale müssen hierher gerechnet werden. Beim oberen Wasserbauer an der Straße Gußwerk—Wegscheid dient ein solcher Terrassenrest als Kalvarienberg. Am Südabhang der Tribein sieht man deutlich, daß einige Schuttkegel auf dieser Terrasse auslaufen.

Besonders schön ist eine postglaziale Terrasse auch im Becken von Weichselboden zu beobachten. Sie bildet den ganzen östlich der Salza gelegenen Teil des Beckens; westlich der Salza sind nur geringe Reste erhalten, von denen auf einem nur eine Kapelle und ein Baumplatz findet.

Die bedeutendsten postglazialen Bergstürze ereigneten sich im Tragößtale. Der ganze Raum zwischen der Pfarrerlacke und dem Grünen See wird von Bergsturmassen eingenommen, die wahrscheinlich von beiden Talseiten stammen und das Tal so vollständig verlegen, daß der Jassingbach hier unterirdisch fließt¹⁾. Ähnliche von der Mesnerin stammende Bergsturmassen liegen auch in dem anderen Quelltale des Tragößtales, in dem typischen Karstsacktale der »Klamm« bei P. 953. Wahrscheinlich waren die Gehänge der beiden Quelltäler des Tragößtales durch die Glazialerosion derart unterschritten, daß sie sich in ihrer allzu großen Steilheit nicht halten konnten und bald nach dem Rückzug der Gletscher Bergstürze eintreten mußten.

Eine eigenartige, jedenfalls auch nacheiszeitliche Bildung ist der Schafwald südlich von Wildalpen. Hier ist der Kessel, der von Griesstein, Ebenstein, Schaufelwand und Brandstein umgeben wird, in einer Ausdehnung von etwa 6 km² mit einem gewaltigen Blockmeer bedeckt, welches nur mühsam zu durchwandern ist. Blöcke von Hausgröße sind nicht selten. Stellenweise sieht man, daß die Blöcke zu einer äußerst groben Breccie leicht verkittet sind, an anderen Stellen wieder hat man den Eindruck, sich auf anstehendem Fels zu befinden, ohne daß es möglich ist, die Grenze gegen das Blockwerk scharf zu

¹⁾ Unter diesen Bergsturztrümmern ist keine aus anstehenden Kalken bestehende Schwelle nachweisbar, welche das innere Jassingtal vom Tragößtal trennt. Hingegen scheint den Seeboden des P. 886 im Klammtale auch eine Felschwelle vom äußeren Tragößtale zu trennen.

ziehen. Stur¹⁾ hat das Gebiet des Schafwaldes samt dem nördlich anschließenden Moränengebiet der »Sieben Seen« als Gletscherblöcke kartiert, Bittner²⁾ hingegen als anstehenden Dachsteinriffkalk und Ramsaudolomit.

Das Gebiet macht am meisten den Eindruck eines riesigen Bergsturzgebietes. Doch ist die von den Trümmern bedeckte Fläche im Verhältnis zur Höhe der umgebenden Berge so ausgedehnt — letztere erheben sich nur 500—800 m über die Hochfläche des Schafwaldes —, daß die Erklärung als Bergsturzmassen nur für die randlichen Partien in Betracht käme, für die zentral gelegenen jedoch nicht. Ich kann mir die Entstehung des Schafwaldes am ehesten in folgender Weise vorstellen: Der Schafwald war in der Eiszeit das Firnfeld des gegen Wildalpen abfließenden Gletschers (Taf. I). Als sich dann der Gletscher auf das Plateau des Schafwaldes zurückgezogen hatte, füllten sich die Klüfte der dieses Plateau bildenden Kalkmassen sehr stark mit Schmelzwasser, was eine intensive Durchhöhlung des Gebietes zur Folge hatte. Eine verhältnismäßig seichte Höhlenbildung war jedenfalls auch dadurch begünstigt, daß in geringer Tiefe der Kalk von weniger durchlässigem, nordfallendem Ramsaudolomit unterlagert wird, was zu einem Abfluß der Höhlengerinne gegen Norden Anlaß geben mußte. Auch heute noch ist ja der Schafwald das hauptsächliche Sammelgebiet für die zahlreichen Quellen, die bei den »Sieben Seen« entspringen und heute in die zweite Wiener Hochquellenleitung einbezogen sind. Nach vollständigem Rückzug des Gletschers ist die Kalkmasse auch der oberflächigen Verkarstung ausgesetzt gewesen und schließlich in sich selbst zusammengebrochen und dadurch in das riesige Blockmeer verwandelt worden, so daß wir es hier mit einer eigenartigen Verkarstungserscheinung zu tun hätten.

Eine Darstellung der sonstigen Karsterscheinungen im Hochschwabgebiete ist hier nicht beabsichtigt. Es sei nur bemerkt, daß die Verkarstung im Hochschwabgebiete sehr deutlich von dem stark schwankenden³⁾ Mg-Gehalt des Kalkes abhängig ist. Je dolomitischer der Kalk ist, desto geringer die Verkarstung, insbesondere die Karrenbildung.

Wien, im Jänner 1926.

¹⁾ Geologische Karte der Steiermark (1871).

²⁾ Handkolorierte Manuskriptkarte (1890).

³⁾ E. Spengler, Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. I. Teil. Jahrb. geol. Bundesanstalt, 1922, S. 159.












Morphologische und Glacialgeologische Karte der Hochschwabgruppe



Photo lith. v. Bogdan Gieswius, Berlin

0 1 2 3 km.

Verlag von Gebrüder Borntraeger, Leipzig

- 
 Allmiocän (Süßwasserschichten) des Aflenzer Beckens
- 
 Schubfläche am Schiessling; Schubrichtung gegen Süden
- 
 Isohypsenkarte der gut erhaltenen Teile der „Raxlandschaft“
- 
 die „Raxlandschaft“ verwerfende Brüche; Zähne gegen die gehobene Scholle
- 
 Jungmiocäne Schotter des Aflenzer Beckens
- 
 Isohypsenkarte der durch den zweiten (altpliocänen) Plateauzyklus veränderten Plateauteile
- 
 vordiluviale Wasserscheide des Erlaufgebietes gegen Salza und Stübmung
- 
 Ältere Moränen
- 
 eiszeitliche Terrassenschotter
- 
 Moränen der letzten Eiszeit und ihrer Rückzugsstadien
- 
 Tal- u. Kaarngletscher der letzten Eiszeit.