

Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen.

Von Otto Ampferer.

Mit einem Beitrag von H. P. Cornelius.

(Mit 47 Textfiguren.)

Die auffallenden Faltenbögen, in denen die Stadt Weyer liegt und welche von der Enns zwischen Hieflau und Steyr durchbrochen werden, sind schon mehrfach Gegenstand geologischer Untersuchung und Betrachtung gewesen.

Durch die Herausgabe des schönen Kartenblattes „Weyer“ im Maßstab 1:75.000 durch G. Geyer ist für den Hauptteil dieser Faltenbögen eine gute geologische Grundlage geschaffen worden, von der auch alle späteren Beobachter ausgegangen sind.

Ich selbst habe das Gebiet hauptsächlich anlässlich der Neuaufnahme des unmittelbar südlich anschließenden Kartenblattes „Admont—Hieflau“ in den Jahren nach dem Weltkrieg kennengelernt. Die Faltenbögen von Blatt „Weyer“ reichen nun auch noch in das Blatt „Admont—Hieflau“ hinein und sie beherrschen sogar dasselbe, wenn auch nicht mehr so überragend.

Für das Blatt „Admont—Hieflau“ liegt bisher noch keine gedruckte Karte, sondern nur eine Manuskriptkarte von A. Bittner vor, welche aber im großen und ganzen so zutreffend ist, daß sie seinerzeit wohl eine Veröffentlichung verdient hätte. A. Bittner hat sich mit der Frage der Faltenbögen, soweit mir bekannt ist, nicht beschäftigt. Wohl aber hat G. Geyer in seiner Arbeit „Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale — Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, LIX. Bd., 1909“ zu dieser Frage auf Grund von zahlreichen neuen Beobachtungen Stellung genommen.

Geyer legt das Hauptgewicht seiner Erklärung der Weyrer Faltenbögen auf das Auftauchen der bekannten Granitklippe (mit dem Buchdenkmal) im Pechgraben, gerade im einspringenden Winkel der hier aneinanderstoßenden Faltenbögen. Er kommt zu dem Ergebnisse: „Wenn dieses Granitvorkommen als eine aus dem Liasuntergrund aufragende echte Klippe des unter der Schlier- und Flyschdecke bis daher fortsetzenden böhmischen Massivs angesehen werden darf, wofür triftige Gründe beizubringen sind, so liegt es auch nahe, in diesem Meridian das Vorhandensein einer etwa nord-südlich verlaufenden kristallinischen Untergrundrippe anzunehmen, welche schon bei der Anlagerung der mesozoischen Sedimente für das Streichen der Uferbildungen maßgebend wurde und in den späteren Faltungsphasen stets wieder als stauendes Hindernis wirkte, an dem sich die Gebirgsketten ähnlich anordnen mußten wie Festons an den Befestigungspunkten einer Draperie.“ Diese Anschauung deckt sich im wesentlichen mit der schon viel früher von

Hauer und anderen Forschern ausgesprochenen Meinung, daß die Weyrer Faltenbogen als Stauchungen an dem Südrand der böhmischen Masse aufzufassen sind. Dieser Deutung hat A. Spitz im Jahre 1916 in seiner Arbeit „Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns — Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt“ widerprochen.

Er hält die Granitscholle des Buchdenkmals nicht für eine Aufragung des Untergrundes, sondern für ein tektonisches Frachtgut, das zusammen mit den umhüllenden Grestener Schichten dem Flysch aufgeschoben wurde.

Spitz hat dann auch den Nachweis erbracht, daß die östlichen und westlichen Bogenstücke nicht unmittelbar zusammenhängen, sondern durch eine Schubfläche getrennt werden, an welcher die Ostbögen etwas gegen die Westbögen aufgeschoben sind. So kommt Spitz zu einer zeitlichen Gliederung der hier vorliegenden tektonischen Erscheinungen.

Den westlichen Bogenstücken ist Gosau aufgelagert. Sie sind also in ihrer Ausbildung vorgosauisch.

Die nördlichen Bogenstücke aber haben eingefaltete Gosau oder sind dem Flysch aufgeschoben. Ihre Tektonik ist nachgosauisch. Diese nördlichen Bogenstücke lassen sich auch noch nach der Bewegungsrichtung trennen in solche mit Schub gegen N und solche mit Schub gegen W.

Endlich sind die östlichen Bogenstücke nachgosauisch den westlichen aufgeschoben. Die Weyrer Bogenfalten leiten nach Spitz einen neuen Abschnitt der Kalkalpen ein, der bis zum Wiener Becken anhält; wahrscheinlich vorgosauisch angelegte Falten, überwältigt von nachgosauischen Bewegungen längs derselben Linien: der niederösterreichische Typus. Westlich von Weyer bis gegen Salzburg herrscht der Salzburger Typus, in dem die vorgosauischen Strukturzüge noch ungefähr ebenso stark hervortreten wie die nachgosauischen.

Die Weyrer Bögen sind Anzeichen von Längsschüben, und sie zeigen uns ein kompliziertes Wechselverhältnis zwischen Längs- und Querbewegungen.

Schon vor Spitz hat F. Heritsch in der Geologischen Rundschau, 1914, in der Arbeit „Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen II“ ähnliche Überlegungen über die Natur der Weyrer Bögen veröffentlicht.

Noch früher (1912) hat L. Kober die Grenze zwischen seiner Frankenfelser und Lunzer Decke in die sogenannte „Weyrer Linie“ zu legen versucht.

Aus dem Nachlasse von A. Spitz stammt dann noch eine kurze Arbeit in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1919, „Beiträge zur Geologie der Kalkalpen von Weyer“, welche zeigt, daß ihn seine eigene Erklärung der Weyrer Bögen noch immer nicht voll befriedigte und auch die Annahme von O-W-Bewegungen hier auf Schwierigkeiten stößt. Insbesondere ist ein aus der Interferenz von Längs- und Querbewegungen entspringendes Faltengitter hier nicht zu finden.

In dem Jahre 1926 hat sich endlich O. Reis in seiner Arbeit „Der Weyerer Bogen in seiner Bedeutung für den Ausbau der Alpengeologie — Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt“ ausführlich von der tektonisch theoretischen Seite her mit diesen Bogenformen beschäftigt.

Reis vergleicht den Weyerer Faltenhaken oder Faltenbogen mit mehreren kleineren Hakenbildungen westlich von Salzburg im Kressenberggebiet, wo bei Achtal ebenfalls Granitblöcke vorkommen, die an die Granitscholle des Buchdenkmals erinnern.

Nach seiner großzügigen Vorstellung bedeutet der große Schichtenzug zwischen dem Traunstein und der Gegend von Reifling im Kalkgebirgsinnern und wieder zurück in NO zum Kalkalpenrand eine riesenhafte Faltungseinknickung, deren Entstehungszeit erst nach der Zeit einer Anlage und teilweisen Anfaltung der Faltenzüge anzusetzen ist.

Im Winkelraum dieser mächtigen Einknickung müssen nun entsprechend der geometrischen Abstandsverringering zwischen den nördlichen Schenkelenden auch Längsverkürzungen eingetreten sein.

Die nächste Erklärung dafür ist die Wirkung longitudinaler Kräfte eines quer zum Streichen wirkenden und nahezu im Streichen vor sich gehenden Zusammenschubes, welcher den Winkelraum unter Zusammengehen der Schenkel erheblich verringert hat.

Die Flyschformation muß an dem Weyerer Knick mit gewaltigen Druckmitteln von N her gewirkt haben.

Reis stellt sich vor, daß der Flysch eine selbständige O-W- oder W-O-Bewegung ausgeführt hat, deren lebendige Kraft jene des Kalkalpengebirges übertraffen hat. Letzteres muß hierin eine „verzögerte“ Masse vorstellen.

So konnte der Flysch gleichsam bei seinem Vorbeiströmen den Kalkalpenrand stauen und dessen Vorsprünge abschleifen. So sehen wir auch in dem Schutzwinkel des Weyerer Randknicks die nördlichsten Faziesgebilde des Jura mit Eozän angehäuft. Reis bringt dann diese Deutung der Weyerer Bögen mit geotektonischen Problemen in Verbindung, die nicht mehr zum Gegenstand meiner Untersuchung gehören.

Durch die bisherigen Feldaufnahmen und die darauf begründeten Überlegungen sind eine Reihe von Eigentümlichkeiten der Weyerer Bögen kargestellt worden, andere sind unsicher geblieben. Es ist nicht meine Absicht, hier eine Kritik der bisher vorgebrachten Meinungen zu geben, die zum Teil unrichtig sein müssen, weil eben, wie sich gleich zeigen wird, das bisher zugängliche Beobachtungsmaterial noch große Lücken besitzt. Diese Lücken beziehen sich vor allem auf den südlichsten Teil der Weyerer Bögen, jene Gegend, die von A. Spitz in den Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, 1916, als „Knoten von St. Gallen“, von mir im Jahresbericht in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1929, als „Wirbelzentrum von Altenmarkt—St. Gallen“ bezeichnet worden ist.

Den westlichen Teil dieses Gebietes und sein Mittelstück habe ich von St. Gallen aus im Jahre 1920 vielfach zusammen mit Freund Professor Dr. Ing. J. Stiny, den südlichen Teil im Jahre 1926 von Hieflau aus, den nördlichen im Jahre 1928 von Altenmarkt aus und endlich den östlichen Teil im Jahre 1930 von Eschau bei Gams aus begangen.

Im Laufe dieser langen Zeit hat sich ein verhältnismäßig großes Beobachtungsmaterial angesammelt, von dem bisher noch fast nichts veröffentlicht worden ist.

Leider ist das zugehörige Kartenblatt „Admont—Hieflau“ noch immer nicht für den Druck fertiggestellt, so daß ich mich für die Zwecke dieser Arbeit der beiliegenden kleinen tektonischen Kartenskizze (Fig. 1) bedienen muß.

Es hat sich nun als Ergebnis aller dieser Feldaufnahmen herausgestellt, daß in dem Raume zwischen Altenmarkt—St. Gallen im W, dem Kamme der Ennstaler Alpen vom Kleinen Buchstein bis zum Wandaukogel jenseits des Ennsdurchbruches im S, Lainbach—Gams—Palfau im O und dem Zuge von Gamsstein und Voralpe im N eine Schubmasse vorliegt, welche den südlichsten Teil der Weyrer Bögen stört.

Solange diese Schubmasse noch nicht als tektonischer Fremdkörper erkannt war, der auf dem Südtelle der Weyrer Bögen lastet, war eine restlose Auflösung dieser Bogenform natürlich eine Unmöglichkeit.

Die Herausschälung dieser eigenartigen Schubmasse ist nur ganz allmählich gelungen, da die schwere Waldbedeckung keine weiten Übersichten gestattet. Der Ring der Abgrenzung dieses Fremdkörpers konnte endlich im heurigen Jahre im Gebiete des Gosaubeckens von Gams und im Salzatal in der Gegend von Palfau geschlossen werden.

Es ist von Interesse, daß die so erkannte Schubmasse allseitig von Ausstrichen von Werfener Schichten, die zumeist von Gips sowie von Rauhwacken und Schollen von dunklen Triaskalken begleitet sind, umrahmt wird.

Diese Eigenheit unserer Schubmasse gewährt auch die Möglichkeit einer sicheren Abgrenzung, weil die Werfener Schichten und ihre Begleitgesteine selbst bei schlechten Aufschlüssen im Walde immer noch gut erkennbar bleiben.

Die Schubmasse hat eine ungefähr rechteckige Gestalt mit einer längeren ostwestlichen Achse von zirka 17 km und einer kürzeren nordsüdlichen von 9 bis 10 km Länge.

Das zu dieser Schubmasse gehörige Bergland weist durchaus nur niedrige, tiefbewaldete Erhebungen auf, die jedoch trotz ihrer geringen Höhe zumeist steil abfallende Gehänge zeigen.

Die Hauptberge unserer Schubmasse sind Haidach (1096 m), Grandenberg (1097 m), Lerchkogel (1080 m), Zinödlberg (1294 m), Grasteneck (1078 m), Kirchberg (1128 m), Steinwand (951 m), Kerzenmandl (1246 m), Sulzkogelmauer (1184 m), Gartleck (1024 m), Dietrichkogel (930 m), Rehkogel (1000 m), Todtenmann (969 m).

Wenn man beachtet, daß die Enns, welche die Schubmasse fast diagonal durchschneidet, hier von der Brücke bei Lainbach (462 m) bis zur Brücke bei Weißenbach (396 m) nur ein Gefälle von 66 m besitzt, so ist man über die steilen Gehängeformen dieser niedrigen Bergwelt erstaunt.

Da die Hauptmasse unserer Schubdecke zudem aus Hauptdolomit besteht, so ist die große Einförmigkeit ihrer Berggestalten wohl verständlich.

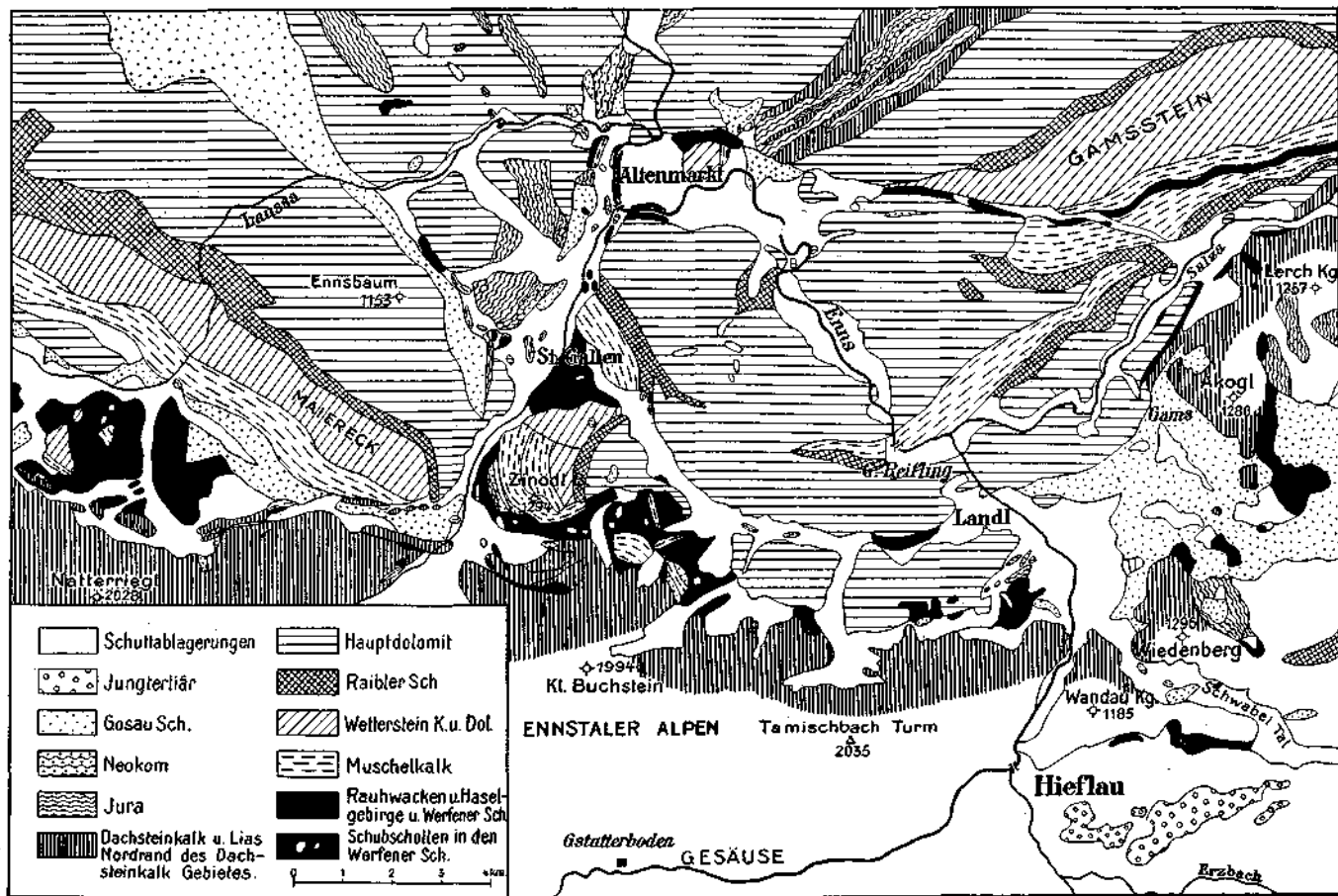


Fig. 1.

Ringsher ragen weit höhere und stärker individualisierte Berge empor, welche die Aufmerksamkeit unwillkürlich an sich ziehen und so die Unscheinbarkeit und Verborgenheit dieser bescheidenen Berge noch vermehren.

Diese tiefe Lage der Schubmasse verhindert auch in ihrem Innern ein Zutagetreten des überfahrenen Untergrundes.

Wenn man also den Bau dieser Schubmasse näher untersuchen will, so ist man in erster Linie auf die Aufschlüsse an ihren Rändern angewiesen.

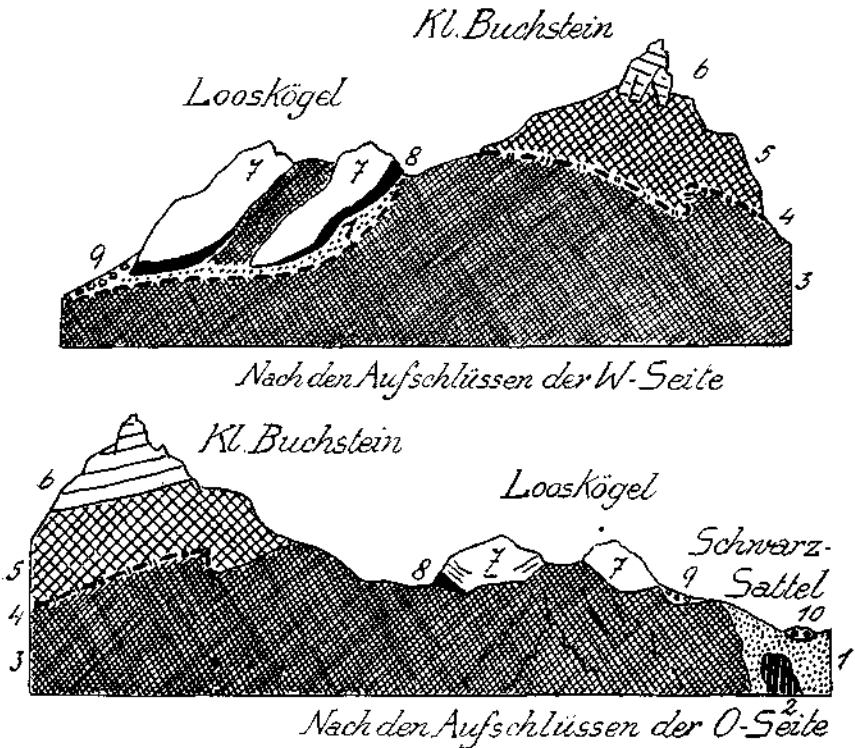


Fig. 2. 1 = Werfener Schichten. 2 = Scholle von Gutensteiner Kalk. 3 = Ramsaudolomit. 4 = Raibler Schichten. 5 = Dachsteindolomit. 6 = Dachsteinkalk. 7 = Schollen von Dachsteinkalk. 8 = Liaskalke. 9 = Gosauschichten. 10 = Blockwerk aus 6.

Ich beginne also mit der Beschreibung der Randbeschaffenheit im S. Hier bilden die Ennstaler Alpen auf der Nordseite des Gesäuses einen mächtigen Bergkamm mit recht verschiedenartigen und schön geformten Gipfelkörpern aus Dachsteinkalk.

Ich nenne hier von W gegen O den mächtigen Großen Buchstein (2223 m) mit der wunderbaren Altform seines Hochplateaus, den kühlen Zahn des Kleinen Buchsteins (1994 m), die düstere Tuifelmauer (1826 m), die Pyramide des Tamischbachturm (2034 m) und endlich die zackige Almmauer (1738 m).

Von der Almmauer sinkt die Kammhöhe dann scharf zum Peterkogel (1056 m) und Ennsdurchbruch. Jenseits des Ennsdurchbruches

steigt der Kamm dann noch zum Windaukogel (1185 m) und Schieferkogel (1289 m) auf.

Alle genannten Gipfel werden von Dachsteinkalk gebildet, der von Dachsteindolomit, Raibler Schichten und Ramsaudolomit unterlagert wird. Es ist dies eine sowohl durch Schichtenausbildung als auch durch ihr gegenseitiges Mächtigkeitsverhältnis wohl charakterisierte Gesteinswelt, die in gleicher Art weiter im N in den Kalkalpen nicht wiederkehrt.

Dagegen hat diese Triasausbildung in ostwestlicher Richtung eine große Ausdehnung.

Auf den Kammhöhen dieses Teiles der Gesäuseberge habe ich nur in dem niedrigen Teil östlich der Enns kleine Reste einer höheren Schubmasse gefunden.

Wohl aber stellen sich große derartige Schubmassen an den Nordabhängen dieser Gesäuseberge ein.

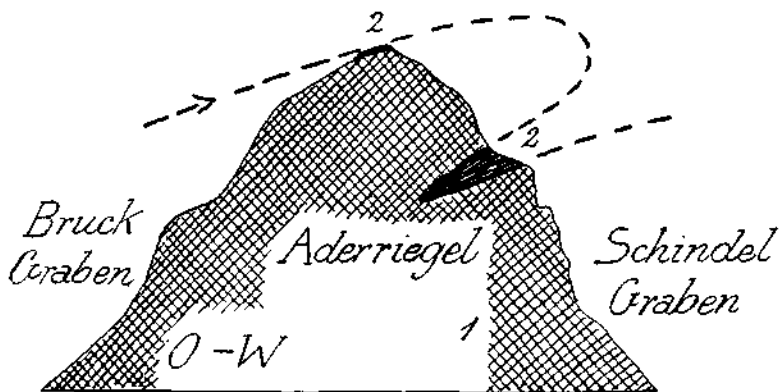


Fig. 3. 1 =LICHTER Dolomit. 2 = Reingrabner Schiefer.

Eines der schönsten hiehergehörigen Profile ist jenes an der Nordseite des Kleinen Buchsteins.

Ich habe dieses Profil, das vom Gipfel des Kleinen Buchsteins über die Looskögel zum Schwarzsattel und Zinödl leitet, bereits im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1921 in der Arbeit „Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen“ teilweise abgebildet und beschrieben.

Ich füge hier noch ein Profil und eine Ansicht dieses Kammes als Fig. 2 ein, welche die tektonische Gliederung noch deutlicher erkennen lassen.

Von diesem Profil habe ich schon im Jahre 1921 behauptet, daß die geologische Aufnahme der Looskögel den „Schlüsselfund zur modernen Tektonik der Ennstaler Alpen“ bedeutete.

Auch diese Arbeit wird die Richtigkeit dieser Anschauung beweisen.

Von dem kühnen Gipfel des Kleinen Buchsteins strahlen gegen N zwei Seitenkämme aus, welche durch den hinteren Schindelgraben voneinander getrennt sind.

Der eine Kamm ist der schon erwähnte, welcher über Looskögel und Schwarzsattel zum Zinödl leitet, der andere Kamm ist wesentlich kürzer und wird auf der Alpenvereinskarte als Aderriegel bezeichnet.

Das südlichste Teilstück und gleichzeitig der Sockel des ganzen Profils ist die mächtige, flachliegende Schichtenfolge des Kleinen Buchsteins. Sie bildet nur einen geringen Teil der großen Masse der Gesäuseberge und hängt gegen W mit dem Großen Buchstein, gegen O mit Tuifelmauer und Tamischbachturm zusammen.

Durch ein schmales Band von Raibler Schichten, das den Gipfelbau des Kleinen Buchsteins im N, W und S umspannt, kann man hier alle etwas größeren Störungen bequem ablesen.

Es sind lauter geringfügige, zumeist vertikale Sprünge, welche den Gipfelblock zerschneiden und sich durch Verstellungen der Grenze zwischen Kalk und Dolomit zu erkennen geben.

Nur an der Nordostseite spielt noch die bereits erwähnte Quertaltung vom Aderriegel herein.

Der Nordgrat des Kleinen Buchsteins senkt sich über den Sonntagsriegel bis zum Kiengrabensattel (1294 *m*) herab.

Dieser Sattel ist bereits tief in lichtweißen Ramsaudolomit (unteren Dolomit) eingeschnitten.

Zu unserer Verwunderung treffen wir hier auf einen Streifen von Werfener Schichten, welcher sich vom Kiengrabensattel an der Nordseite des tief eingerissenen Kiengrabens bis zu einer Höhenlage von zirka 800 *m* hinab verfolgen läßt. Dieser Streifen von Werfener Schichten ist dabei zwar wohl schmal, aber zusammenhängend.

Im N stoßen nun an diesen Zug von Werfener Schichten, der völlig klar dem tief eingeschnittenen Erosionsrelief des Ramsaudolomits auflagert, die beiden Felsgipfel der Looskögel.

Diese beiden Felsgipfel (1446 *m* und 1441 *m*) werden durch eine Scharte (1395 *m*) voneinander getrennt.

Beide Looskögel bestehen nun der Hauptsache nach aus Dachsteinkalk, der jedoch mit schönen Liaskrinoidenkalken und Adnetter Kalken verschweißt erscheint. An einer Stelle an der Südseite des nördlichen Looskogels fand sich auch eine schmale Scholle von stark ausgewalzten Aptychenkalken.

Die Einschaltung dieser Aptychenkalke und die verkehrte Lage von Liaskalk und Dachsteinkalk beweisen zur Genüge, daß die Gipfelkörper der Looskögel sich nicht in normaler Lage auf ihrem Untergrunde befinden.

Die bisher beschriebenen Aufschlüsse befinden sich auf der Westseite der Looskögel. Die Aufschlüsse der Ostseite (Fig. 2) unterscheiden sich von den ersteren nicht unwesentlich. Es fehlt die Zwischenlage der Werfener Schichten und die zwei Dachsteinkalkschollen reichen nicht unter die Kammböhe herab. Dadurch vereinfachen sich die Lagerungsverhältnisse.

Steigt man vom nördlichen Looskogel gegen den Schwarzsattel hinab, so trifft man bald auf einen Streifen von Gosauschichten, der hier Breccien enthält, die viele kleine Stücke von Phyllit führen.

Am Schwarzsattel streicht ein mächtiger Zug von Werfener Schichten durch, der auf der Ostseite des Sattels eine größere Scholle von Gutensteiner Kalk umschließt. Nördlich vom Schwarzsattel erhebt sich dann der Waldkopf des Zinödl (1249 *m*), mit dem wir uns noch eingehender zu beschäftigen haben.

Wenn wir noch einmal die Profile Fig. 2 und 4 betrachten, so können wir mit unserem geistigen Auge folgende geologischen Ereignisse herauslesen.

Zunächst muß die mächtige Schichtenplatte der Ennstaler Alpen im Bereiche des Kleinen Buchsteins eine teilweise tiefgreifende Erosion erlitten haben.

Auf das so hergestellte Erosionsrelief fand eine Aufschiebung von jüngeren Schichten statt, welche der Reihenfolge Dachsteinkalk—Liaskalke—Aptychenkalke angehören. Die Aptychenkalke sind tektonisch scharf bearbeitet.

Der Dachsteinkalk der Looskögel weicht in seiner Beschaffenheit vom Dachsteinkalk des Kleinen Buchsteins insofern ab, als er sehr wenig Schichtung zeigt, während der Dachsteinkalk der Ennstaler Alpen eine ausgezeichnete dickbankige Schichtung zur Schau trägt.

Außerdem ist er mit ziemlich mächtigen roten Liaskalken eng verschweißt.

Es kann sich daher nur um die höchsten Teile des Dachsteinkalkes handeln. Diese sind auf den Gipfeln der Ennstaler Alpen nirgends mehr erhalten. Wohl aber finden sich Liaskrinoidenkalke auf den östlichen Ausläufern der benachbarten Haller Mauern.

Die Schubmasse, deren Reste heute hier als die Gipfelblöcke der Looskögel vorliegen, muß aber, um bewegungsfähig gewesen zu sein, für sich eine geschlossene Masse gebildet haben. Die Einschaltung der Gosauschichten beweist jedoch, daß diese Schubmasse zur Gosauzeit schon wieder von der Erosion in Schollen zerschnitten war, zwischen die das Gosaaumeer einzudringen vermochte.

Wir können also hier zwei vorgosauische Erosionsperioden unterscheiden, zwischen denen eine Reliefüberschiebung eingeschaltet lag.

Dieselbe Erfahrung werden wir auch noch bei einigen der folgenden Profile machen.

Die tektonischen Verhältnisse des Zinödls sollen dabei erst später im Zusammenschluß mit der Beschreibung des Gamsstein- und des Maiereckzuges vorgelegt werden, da derselbe offenbar nur ein abgetrenntes und teilweise für sich verschobenes Verbindungsglied dieser beiden mächtigen Gebirgszüge vorstellt.

Wir schreiten mit unserer Beschreibung von den Looskögeln gegen O zu weiter.

Den engbenachbarten Seitengrat des Aderriegels, welcher ebenfalls noch vom Kleinen Buchstein ausstrahlt, habe ich schon mit Hilfe von Profil Fig. 3 zur Darstellung gebracht.

Schöne Aufschlüsse bietet dann der tiefeingeschnittene Mühlgraben besonders an seinen Flanken, während der Talboden von gewaltigen Moränenmassen erfüllt ist. Diese Moränenmassen sind so mächtig, daß ein großer Teil derselben über den niedrigen Scheidekamm gegen N in das Einzugsgebiet des Kotgrabens hinüberreicht.

Unschwer lassen sich hier im Mühlgraben drei Rückzugsstadien der Schlußzeit unterscheiden. Außerdem haben sich hier Reste von älteren Gehängebreccien erhalten.

Die Grundgebirgsverhältnisse führt das Profil Fig. 5 vor. Wir haben im N eine große, flach gegen SW zu einfallende Scholle von Hauptdolomit. Auf diesen Hauptdolomit erscheint eine Masse von Werfener Schichten aufgeschoben, die hier reichlich Quarzsandsteine und Tonschiefer führen.

Im mittleren Mühlgraben erreichen die Werfener Schichten an beiden Talflanken eine beträchtliche Mächtigkeit. Es ist derselbe Zug, den wir bereits am Schwarzsattel zwischen Zimödl und Looskögel kennen gelernt haben.

Auch hier stecken Schollen von Gutensteiner Kalk und Rauhwacken in den Werfener Schichten.

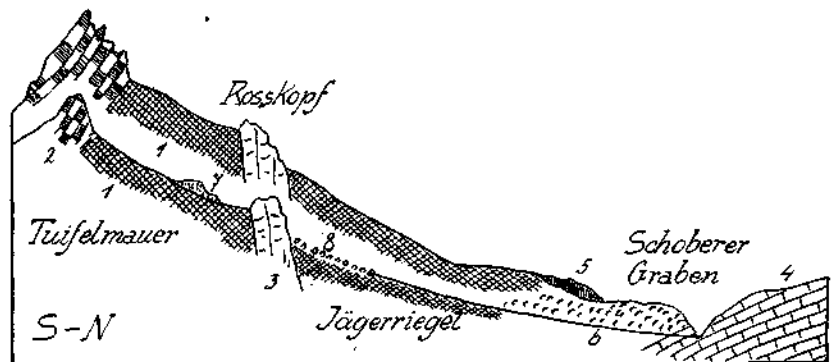


Fig. 5. 1 = Lichter Dolomit. 2 = Dachsteinkalk, deutlich geschichtet. 3 = Dachsteinkalk, undeutlich geschichtet. 4 = Hauptdolomit, fest und wohlgeschichtet. 5 = Gehängebreccie. 6 = Blockmoräne. 7 = Endmoräne. 8 = Blockwerk.

Über den Werfener Schichten erhebt sich im S dann die steile Tuifelmauer. Die zackige Gipfelmauer bildet eine Scholle von Dachsteinkalk, die bei ungefähr ostwestlichem Streichen steil gegen S zu einfällt.

Im Nordgehänge der Tuifelmauer tritt dann nochmals eine steile Mauer von Dachsteinkalk auf, welche den Roskopf zusammensetzt. Die Einschaltung dieser Dachsteinkalkscholle wird durch eine steile, von SO gegen NW streichende Verwerfung bedingt.

Der nächste Querkamm erstreckt sich von jenem breiten Sattel, auf welchem die Ennstaler Hütte steht, nach N und bildet dabei die Höhen des schroffen Bärensteins, 1243 m, und des breitrundlichen Grastenecks, 1072 m.

Fig. 6a, 6b legen die hier vorhandenen Gesteinsverhältnisse vor.

Das tektonische Interesse knüpft sich da vor allem an die interessanten Aufschlüsse des zwischen Bärenstein und Grasteneck eingeschrittenen Kasgrabens.

Der Bärenstein besteht aus Ramsaudolomit der Ennstaler Alpen. Schichtung ist an ihm nur zart angedeutet. Grasteneck wird dagegen von geschichtetem, typischem Hauptdolomit aufgebaut und bildet im großen eine gegen S geneigte Wölbung. Die Füllmasse zwischen Bärenstein und Grasteneck wird von Werfener Schichten und Haselgebirge besorgt.

Die bunte Schichtenmasse des Kasgrabens umfaßt grüne, glimmerige Tonschiefer und Sandsteine der Werfener Schichten, Rauhwacken, Gips, Gipsdolomitbreccien, grüne und graue Gipsschiefer, dunkle, aschgraue Dolomitbreccien, dunkle, dünnsschichtige Kalklagen. Die einzelnen Schichtenglieder zeigen durchwegs steile, engepreßte und wildverknietete Schichtstellungen.

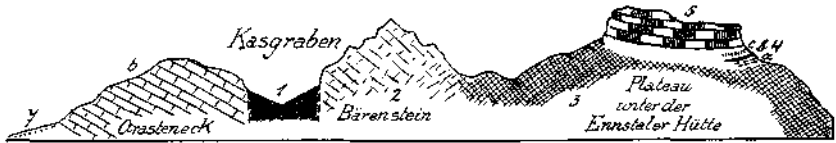


Fig. 6a. 1 = Werfener Schichten mit vielen Schollen. 2 = Ramsaudolomit. 3 = Ramsaudolomit, mylonitisch. 4 = Raibler Schichten. a = Dünnsschichtige, bituminöse Kalklagen. b = Tonschiefer und Sandsteine. c = Dunkle, bituminöse Dolomitbreccie. 5 = Dachsteinkalk. 6 = Hauptdolomit. 7 = Schutthang.

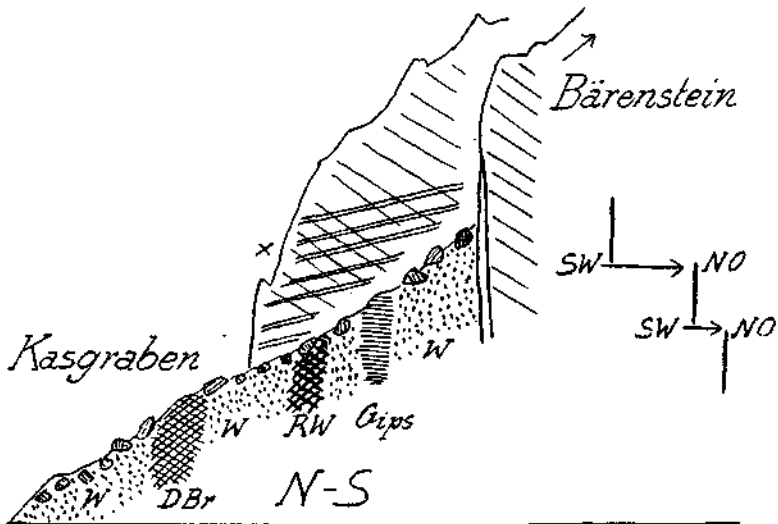


Fig. 6b. W = Werfener Schichten, grüne glimmerige Tonschiefer und Sandsteine. RW = Rauhwacken. DBr = Dunkle, aschgraue Dolomitbreccien, dunkle, dünnsschichtige Kalklagen. Gips = Gips, Gipsfong, grüne, graue Gipsdolomitbreccien. x = Die doppelten Striche bedeuten Rutschstreifen.

Die Grenze des Bärensteins gegen diese bunte Schichtenmasse wird von einer vertikalen Schubfläche gebildet, die von flachen, schrägen Schubstreifen verziert ist. Die Schubfläche selbst ist von jüngeren Verschiebungen rechtwinklig zerschnitten und verschoben.

Beim Schürfen nach Gips wurde hier im Kasgraben eine Scholle von weißem, kristallinem Magnesit angefahren, deren genauere Lage mir aber nicht bekannt ist.

Jenseits des breiten und tiefverschütteten Grabens des Tamischbaches finden wir an der Nordseite der Almmauer wieder zusammenhängende Aufschlüsse des Grundgebirges. Fig. 7 legt meine hier gewonnenen Aufnahmeergebnisse vor.

Zwischen Tamischbachturm und Almmauer ist der schmale Butten-sattel eingeschnitten.

Tektonisch ist diese Einschartung durch zwei von NW gegen SO streichende Verwerfungen vorgezeichnet, an denen ein 100–150 m breiter Streifen von Dachsteindolomit emporgepreßt erscheint. Das Streichen der Dachsteinkalkschollen zu beiden Seiten dieser Dolomitgasse verläuft nordsüdlich. Sie sind auch längs der Verwerfungen um zirka 400 m gegeneinander verschoben.

Zwischen Almmauer und Peterkogel treffen wir dann am Peterhals wieder auf eine tektonisch ähnliche Einschartung.

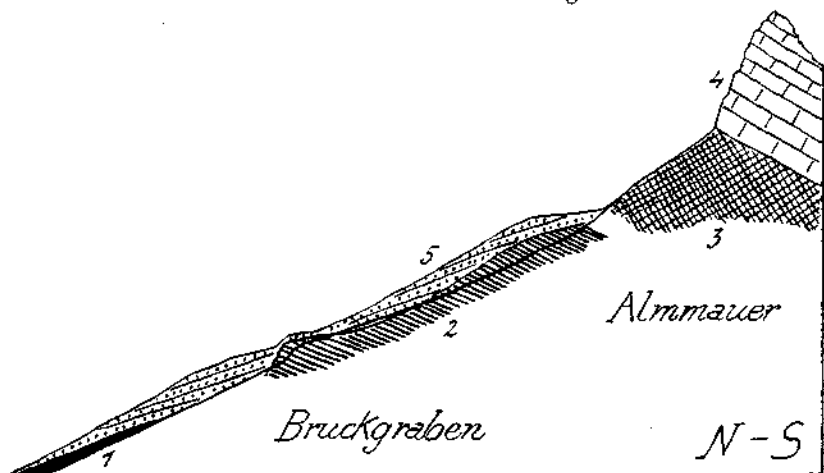


Fig. 7. 1 = Werfener Schichten. 2 = Mächtige schwarze Tonschiefer der Raibler Schichten. 3 = Dachsteindolomit. 4 = Dachsteinkalk. 5 = Große Halden von Gebängeschutt.

Die Almmauer wird also sowohl im W als auch im O von solchen Verwerfungen und Verschiebungen begrenzt.

Eine weitere Eigentümlichkeit der Almmauer besteht dann in der auffallenden Mächtigkeit der Raibler Schichten in ihrem Nordgehänge.

Während sonst die Raibler Schichten an der ganzen Nordseite der Ennstaler Alpen nur als ein höchst bescheidener, oft nur schwer zu findender Gesteinsstreifen durchziehen, erscheinen dieselben hier zu erheblicher Mächtigkeit angeschwollen.

Wir finden in der Schlucht des Bruckgrabens hier mehr als 200 m mächtige, schwarze Tonschiefer (Reingrabener Schiefer) der Raibler Schichten. Das Hangende bildet der hier dunkler gefärbte Dachsteindolomit, während das zugehörige Liegende, der Ramsadolomit, nur streckenweise aufgeschlossen erscheint.

Im N stößt nun das Massiv der Almmauer wieder an einen Zug von Werfener Schichten.

Diese Gesteine erreichen in der Umgebung der Weber- und Jodelbaueralm eine breite Erstreckung und überlagern dabei den Hauptdolomit des Kirchenberges, 1062 m. Dieser ganz eingewaldete Berg erhebt sich

unmittelbar über Kirchlandl und bildet die Fortsetzung des Grastenecks. Die Hauptdolomitschichten streichen von SW gegen NO und zeigen vorherrschend Einfallen gegen SO.

Bei der Weber- und Jodelbaueralm verrät der Kirchenberg eine breite, offenbar sehr alte Einebnungsfläche, welche die Schichtenköpfe des Hauptdolomits quer abschneidet. Auf dieser alten Einebnungsfläche liegen nun Werfener Schichten ausgebreitet.

Sie bilden meist nur mehr eine dünne Decke. Bei genauerem Zusehen findet man da und dort auf den Werfener Schichten noch exotische Gerölle der Gosauschichten, u. zw. vor allem Quarzite, Porphyre, Felsitporphyre usw.

Offenbar war hier eine Überlagerung von Gosauschichten vorhanden, die heute bis auf die härtesten Gerölle zerstört und abgetragen ist.

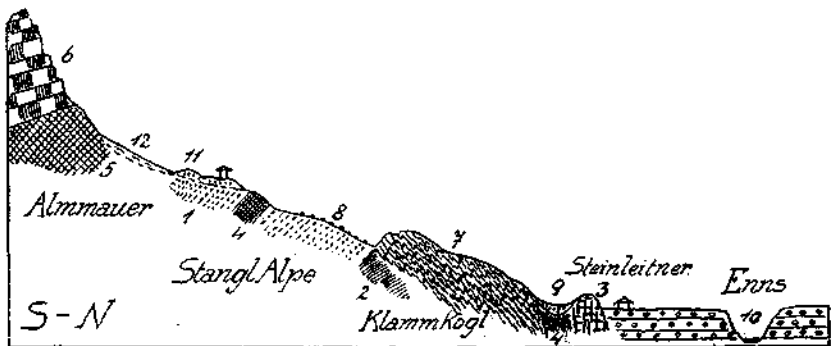


Fig. 8. 1 = Werfener Schichten, feste, grüne und rote Sandsteine und Tonschiefer. 2 = Haselgebirge. 3 = Dunkler Triaskalk. 4 = Weißer Dolomit. 5 = Dachsteindolomit. 6 = Dachsteinkalk. 7 = Dünnschichtige, stark gefaltete Aptychenkalk. 8 = Exotische Gosangerölle. 9 = Grundmoräne mit vielen großen, prachtvoll geschliffenen Blöcken; Kalk, Granatamphibolite, Granite, Quarzite, Grünschiefer, Gneise. 10 = Konglomerat aus Ennschottern. 11 = Endmoräne. 12 = Hangschutt.

Östlich vom Kirchenberg ist wieder ein tiefer Bacheinschnitt, der Schmiedgraben, welcher die Aufschlüsse von Profil Fig. 8 liefert.

Die Grenzzone am Fuß der Almmauer ist hier von Schutthalden und Moränen bedeckt.

Die Zone der Werfener Schichten ist besonders östlich von diesem Graben im Gebiet von Stangl-Alpe und Stangl-Bach ziemlich breitspurig entwickelt. Neben Haselgebirge herrschen feste grüne und rote Quarzsandsteine und Tonschiefer vor.

Die interessantesten Aufschlüsse befinden sich aber in seinem unteren Teil, bevor er sich in die Schotterterrasse des Landl Plateaus einsenkt.

Hier finden wir einerseits die Kuppe des Klammkogels, welche ganz aus heftig verfalteten und ausgewalzten Aptychenkalken besteht, andererseits am Hausbichl oberhalb des Wirtshauses Steinleitner eine Scholle von Gutensteiner Kalk.

Zwischen dem Aptychenkalk des Klammkogels und dem Gutensteiner Kalk des Hausbichls ist dann ein Sattel, welcher mit einer typischen, stark bearbeiteten Grundmoräne ausgefüllt ist.

In dieser Grundmoräne stecken massenhaft gekritzte Geschiebe sowie auch prächtig geschliffene Blöcke aus Kalken, Quarziten, Amphiboliten, Graniten, Grünschiefern usw. Wir haben also eine alte Grundmoräne vor uns, die wohl der Rißeiszeit angehören dürfte.

Diese Grundmoräne liegt in einer Furche des Grundgebirges und steigt, wie Fig. 8 zeigt, nicht auf das Plateau der Ennsterrassen herab. Sie ist also sicher älter als die Aufschüttung dieser Terrassen.

Wir werden im weiteren Verlaufe dieser Arbeit auch am gegenüberliegenden Ostgehänge des Ennstales mehrere Vorkommen von alter, stark bearbeiteter Grundmoräne noch kennenlernen.

Mit den Aufschlüssen des Hausbichls sind wir dem großartigen Durchbruch der Enns schon ziemlich nahegekommen.

Der Ennsdurchbruch vollzieht sich hier zwischen dem Peterkogel, 1056 m, im W und dem Wandaukogel, 1185 m, im O.

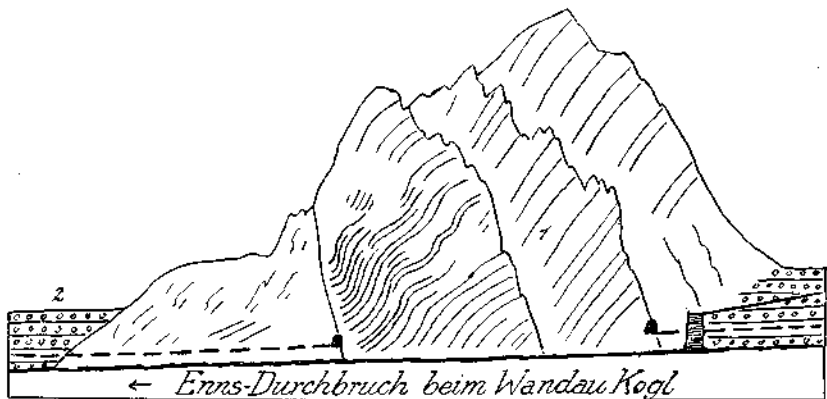


Fig. 9. 1 = Dachsteinkalk. 2 = Konglomerate aus Ennsschottern.

Der Dachsteinkalk taucht mit steiler und lebhaft gefalteter Stirne gegen N zu unter.

In der Tiefe des Ennsdurchbruches legen sich an die untertauchenden Dachsteinkalke Liaskrinoidenkalke. Die weiteren Kontaktverhältnisse sind durch die mächtigen Konglomeratbänke verhüllt.

Am Nordgehänge des Peterkogels begegnen wir neben den Liaskrinoidenkalken noch Spuren von Werfener Sandsteinen mit Rauhwacken und Schollen von dunklem Triaskalk. Auf den Werfener Sandsteinen liegen außerdem noch bunte Gosaukonglomerate.

Auf der Ostseite der Enns mündet gerade am Ausgang der Durchbruchsschlucht das Schwabeltal. Seine Mündung ist tief in die Ennskonglomerate eingeschnitten. Hier liegt die Ortschaft Lainbach mit dem alten Pflegerhaus in der engen Konglomeratschicht, aus der die Straße mit steilem Gewinde auf die breite Terrasse von Mooslandl emporstrebt.

Fig. 10 wiederholt einen schematischen Querschnitt durch den vordersten Teil des Schwabeltales, der zuerst im Jahrbuch 1927 gegeben wurde.

Wir erkennen an demselben zunächst, daß das Erosionstal einer tiefen Einbiegung der Dachsteinkalke folgt. Die mächtigen Schichtenplatten fallen hier vom Wandaukogel gegen N und vom Wiedenberg gegen S zu ein.

Dieses Zusammenpassen von Gebirgsstruktur mit dem Talverlaufe gilt aber nur für den vordersten Teil des Schwabeltals. Der mittlere und hintere Teil ist schräg zum Gebirgsbau eingeschnitten.



Fig. 10. 1 = Dachsteinkalk. 2 = Liaskrinoidenkalk. 3 = Gosaukonglomerate. 4 = Hochgelegenes Konglomerat aus Ennschottera. 5 = Konglomerat aus Schwabeltalschottera.

In der Taltiefe lagern hier die konglomerierten Ennschotter. Steigen wir am Nordgehänge des Wandaukogels empor, so treffen wir bald auf Felsen aus Liaskrinoidenkalken.

Noch höher entdecken wir dann auf der Felsschulter oberhalb des Wandautunnels Blöcke eines Konglomerates mit hohlen und eingedrückten Geröllen, in dem neben vorherrschenden Kalken sich auch Grünsteine und Kiesel befinden. Diese Blöcke liegen hier zwischen 750—800 m Höhe, also mehr als 300 m über der heutigen Enns.



Fig. 11. 1 = Rotklüftiger Kalk mit Rudisten. 2 = Nester von Bauxit. 3 = Konglomerat aus bunten Geröllen. 4 = Grobe, graue Schotter und Sande des Schwabeltales, leicht verkittet.

Sie entsprechen in ihrer Höhenlage ungefähr dem alten Konglomerat der Gorzer Terrasse, welche etwa 3 km weiter nördlich liegt und bald näher beschrieben werden soll. Auf der anderen Talseite begegnen wir bunten Gosaukonglomeraten mit Geröllen aus vielerlei Kalken und Hornsteinen. Dringen wir weiter ins Schwabeltal hinein, so sehen wir, wie die Schotterterrassen immer niedriger werden und dann ganz verschwinden. Diese Terrassen bestehen aus groben kalkalpinen Schottern des Schwabeltales und sie sind nur locker verkittet. Interessant ist der Befund, daß die Gosauschichten in der Tiefe des Tales sich an mehreren Stellen nachweisen lassen, wie auch schon W. Frank in seiner Arbeit „Überblick über die Geologie des Gamser Gosaubeckens, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Bd. 50“ im Jahre 1914 erwähnt hat.

Fig. 11 bildet eine dieser durch den Straßenbau besonders gut aufgedeckten Lagerstätten von Gosauschichten im vorderen Schwabeltale ab. Hier sieht man Rudistenkalke und Nester von Bauxit unter den Terrassen-schottern auftauchen.

Noch weiter taleinwärts folgt die in Fig. 12 verzeichnete Stelle.

Wir befinden uns bereits innerhalb von den konglomerierten Schottern. Hier breitet sich im Talgrund eine gewaltige Blockmoräne der Schlußeiszeit aus. Unter diesem groben Blockwerk hat nun der Straßenanschnitt weiche, gegen N zu einfallende Gosauergel entblößt. Zwischen den Gosauschichten und dem groben Blockwerk ist aber noch ein Rest einer typischen Grundmoräne mit geschliffenen Blöcken erhalten.

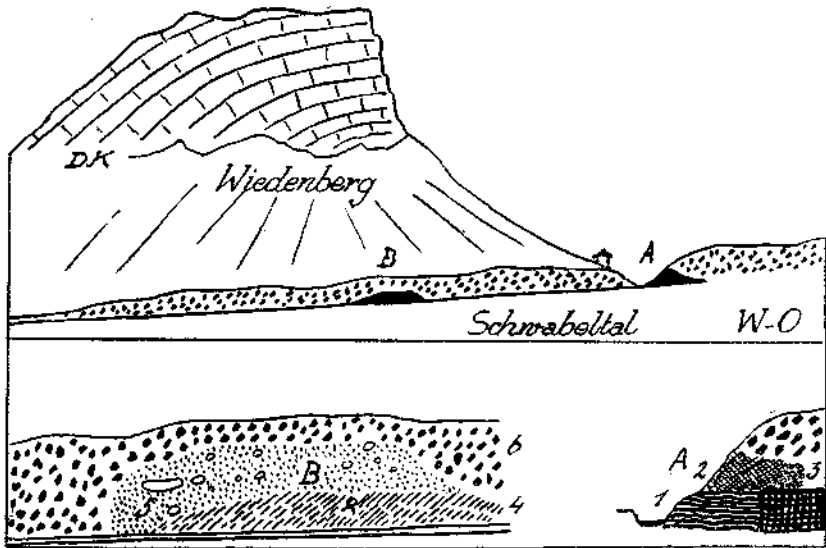


Fig. 12. DK = Dachsteinkalk. Aufschluß A: 1 = Feine, dünnblättrige, grünliche Gipstonschiefer. 2 = Gelbe Rauhwacke. 3 = Gutensteiner Kalk, zertrümmert. Aufschluß B: 4 = Blaugraue, weiche Gosauergel. 5 = Grundmoräne mit geschliffenen Blöcken. 6 = Grobes, kantiges Kalkblockwerk, Endmoräne der Schlußeiszeit.

Diese Grundmoräne und die grobblockige Endmoräne gehören wahrscheinlich nicht derselben Vergletscherung an.

Geht man noch etwas weiter ins Schwabeltal hinein, so entdeckt man unter derselben großen Blockmoräne bei der Straßenbrücke einen höchst interessanten Aufschluß. Hier steht nämlich unmittelbar am Bachufer eine Scholle von feinen, grünlichen, dünnblättrigen Gipstonschiefern an. Daneben liegt eine Scholle von mylonitischem Gutensteiner Kalk und darüber eine Masse von gelber Rauhwacke.

Wir haben wieder eine typische Gruppierung von Gesteinen der untersten Trias vor uns, welche sich hier ganz im Grunde des Schwabeltales zufällig noch erhalten hat.

In Verbindung mit unseren anderen Erfahrungen können wir auch hier die Anschauung vertreten, daß die Einschaltung dieser Alttriasreste bereits vor der Einlagerung der Gosauschichten erfolgt ist.

Die Altrias stellt wieder nur den Rest einer Schubmasse vor, welche hier auf Dachsteinkalk zur Ablagerung kam. Es sind also die jüngeren Schichten schon durch Erosion vor dem Aufschub der Altrias entfernt worden. Nach dem Einschub der Altrias hat offenbar neuerlich eine Erosionsperiode die Schubmasse der Altrias ganz zerstückelt, so daß sich die Gosauschichten in ihre Lücken lagern konnten.

Es ist schwer zu entscheiden, ob die Einbiegung des Schwabeltales älter oder jünger als diese Vorgänge ist. Möglicherweise ist die Einbiegung doch jünger als die Einschiebung der Altrias und die Einsedimentierung der Gosauschichten. Diese eben beschriebene Einschaltung von Altrias ist nun aber im Gebiete des Schwabeltales durchaus nicht die einzige. An der Talsohle selbst ist mir zwar kein weiteres Vorkommen bekannt geworden. Wohl aber findet sich eine ähnliche Einlagerung in dem tiefeingeschnittenen Seitengraben, welcher an der Ostseite des Wiedenbergs zum Franzbauer und von dort zum Bergstein emporzieht.

Die Einlagerung von Werfener Schichten und Haselgebirge beim Franzbauer liegt in einer breiten Talfurche von Dachsteindolomit. Es sind vorherrschend ziemlich große Massen von grünen, teigartigen Werfener Schichten. Es kommt aber auch Gips hier vor.

Unterhalb der Talweitung beim Franzbauer tritt der Bach in den Dachsteinkalk des Hornkogels ein und bildet dabei eine schmale, tiefe Klamm. Auch hier traf ich an der Ostseite dieser Klamm auf Dachsteinkalk noch einen kleinen Rest von grünen zerdrückten Werfener Schiefeln. Die Einlagerung der Werfener Schichten beim Franzbauer kann man wohl kaum anders erklären, als daß hier die Werfener Schichten in einer alten Erosionsfurche bis heute erhalten geblieben sind.

Vom Ausgang des Schwabeltales wendet sich nun der Nordrand des großen Dachsteinkalkgebietes ziemlich kräftig gegen N.

Allerdings verhüllt hier der breite Streifen der Gosaubucht von Gams auf eine Strecke von etwa $2\frac{1}{2}$ km den Einblick in die Zusammenhänge des Grundgebirges. Der Dachsteinkalk des Wiedenbergs sinkt nordwärts unter die Gosaubucht von Gams und der Dachsteinkalk des Akogels taucht jenseits wieder aus den Gosauschichten empor.

Während aber die Dachsteinkalke des Wiedenbergs ein ostwestliches Streichen einhalten, erkennt man an den Dachsteinkalken des Akogels ein ungefähr nordsüdliches Streichen.

Dieses nordsüdliche Streichen beherrscht aber nicht nur den Akogel, sondern auch noch die Umgebung der Reiteralpe. In dem Plateau von Lerchkogel-Stangkogel springt das Streichen dann wieder in die Ostwestrichtung um.

Wir haben also hier im Grundgebirge östlich von Gams eine auffallende scharfe Umbiegung im Streichen. Diese Umbiegung betrifft den Nordrand des großen Dachsteinkalkzuges, welcher vom Durchbruch der Enns bei Lainbach um zirka 8 km gegen N vorspringt. Östlich von Palfau übersetzt dieser Nordrand dann die Salzaschlucht und zieht gegen NO bis zum Ötscher weiter.

Wir stehen also hier in der Gegend von Lainbach—Gams gerade an der Bugstelle dieses großen Bauelementes und erkennen seine Eingliederung in die mächtigen Faltenbögen von Weyer.

Es ist nun von Interesse, diese Umbiegung des Dachsteinkalkrandes etwas genauer zu betrachten. Wie schon betont wurde, läßt sich die Umbiegung des Dachsteinkalkrandes nicht geschlossen verfolgen. Es ist eine Lücke von zirka $2\frac{1}{2}$ km vorhanden, welche von Gosau ausgefüllt wird. Bei der Neuaufnahme haben sich nun aber innerhalb dieser Lücken doch noch vier kleine Vorkommen von Dachsteinkalk auffinden lassen. Dadurch wird die Lücke auf weniger als 1 km Breite eingeschränkt. Das Streichen und Fallen konnte bei diesen kleinen Vorkommen nicht verläßlich bestimmt werden.

Außer diesen vier Schollen von Dachsteinkalk ist hier auch noch eine Scholle von Dachsteindolomit im Sulzbachgraben verborgen.

Man kann also wohl mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit von einer geschlossenen Verbindung des Dachsteinkalkrandes unter der Gosaubucht von Gams reden.

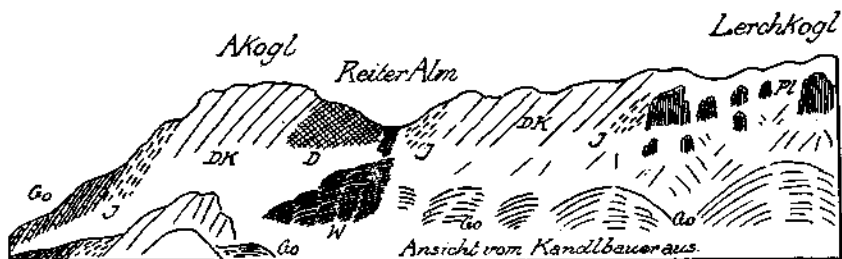


Fig. 13. W = Werfeuer Schichten. D = Dachsteindolomit. DK = Dachsteinkalk. J = Oberalmer Kalke. Pl = Plassenkalke. Go = Gosauschichten.

Der Dachsteinkalk wird teilweise hier an der Bugstelle auch noch von jüngeren Schichten überlagert. An der Ostseite des Wiedenbergs treffen wir Liaskrinoidenkalke, Fleckenmergel und Hornsteinkalke.

Im Gebiete des Akogels und der Reiteralpe wird der Dachsteinkalk, wie Fig. 13 zeigt, von ziemlich mächtigen, hornsteinreichen Oberalmer Schichten überlagert.

Zwischen den Oberalmer Schichten und dem Dachsteinkalk sind an der Straße in die Noth prächtige, großspätige Krinoidenkalke erschlossen, die massenhaft *Posidonomya alpina* Gras. enthalten.

Die Oberalmer Schichten bekleiden den südwestlichen Steilabsturz des Akogels mit ihren steil aufgerichteten Platten. Sie sind in der tiefen Schlucht der Noth sehr schön erschlossen.

Parallel zu diesem steil aufgerichteten Streifen von Oberalmer Schichten finden wir einen zweiten dazu parallelen Streifen bei der Reiteralpe (Fig. 13).

Diese lichten Kalke mit hellgrauen, gelb verwitternden Hornsteinkauern und dunklen Hornsteinlagen lagern auf elfenbeinfarbenen oder blaßrötlichen dichten bis kristallinen Kalken, welche unmerklich in den gewöhnlichen Dachsteinkalk übergehen. Ein weiterer Zug von Oberalmer Schichten verläuft dann ebenfalls noch parallel mit diesen beiden an der Westseite des Lerchkogels.

Die östlich benachbarten Einfaltungen von Oberalmer Schichten werden aber schon von ostwestlichem Streichen beherrscht, wie Fig. 14 zu erkennen gibt.

Die Aufschlüsse reichen nicht hin, um zu entscheiden, ob die Wiederholung der nordsüdlich streichenden Oberalmer Schichten im Gebiete von Akogel—Reiteralpe (Fig. 13) durch Faltungen oder Verwerfungen herbeigeführt werden.

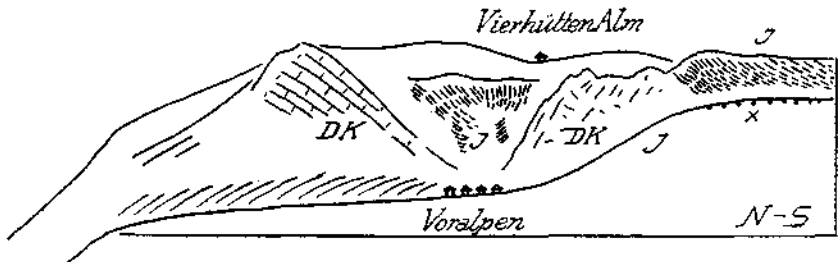


Fig. 14. DK = Dachsteinkalk. J = Oberalmer Kalke, lichte graue Kalke mit Hornsteinlagen. x = Quarzgerölle in der alten hohen Quertalflurche.

Dagegen sind die ostwestlichen Einschaltungen wirklich Einfaltungen, wie die in Fig. 14 abgebildete Mulde der Oberalmer Schichten unterhalb der Vierhüttenalpe beweist.

Sowohl im Gebiete des Wiedenbergs als auch in jenem von Akogel—Reiteralpe sehen wir nun auf diesem von Dachsteinkalk und jüngeren Schichten erbauten Grundgebirge in ziemlich ausgedehntem

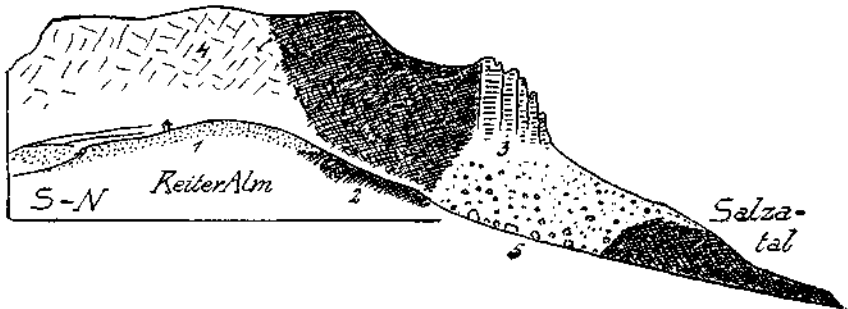


Fig. 15. 1 = Haufen von grünen, glimmerigen Werfener Sandsteinen, rostigen Rauhwacken, schwarzen Kalken. 2 = lichter Dolomitmylonit. 3 = Dachsteinkalk. 4 = Dachsteindolomit. 9 = Blockwerk von Dachsteinkalk.

Maße Schollen von älteren Gesteinsarten herumliegen. Eine besonders bunte Musterkarte von solchen Gesteinen befindet sich an der Nord- und Ostseite des Wiedenbergs.

Es sind dies Werfener Schichten, Gips und Haselgebirge, Rauhwacken, Gutensteiner Kalke und sogar Hallstätter Kalke. Diese zum Teil ganz ansehnlichen Schollen fallen von der Ferne nicht auf, weil sie ganz vom Wald eingedeckt werden. Nur die Schollen von Hallstätter Kalk ragen als Felsen über das Waldkleid hervor.

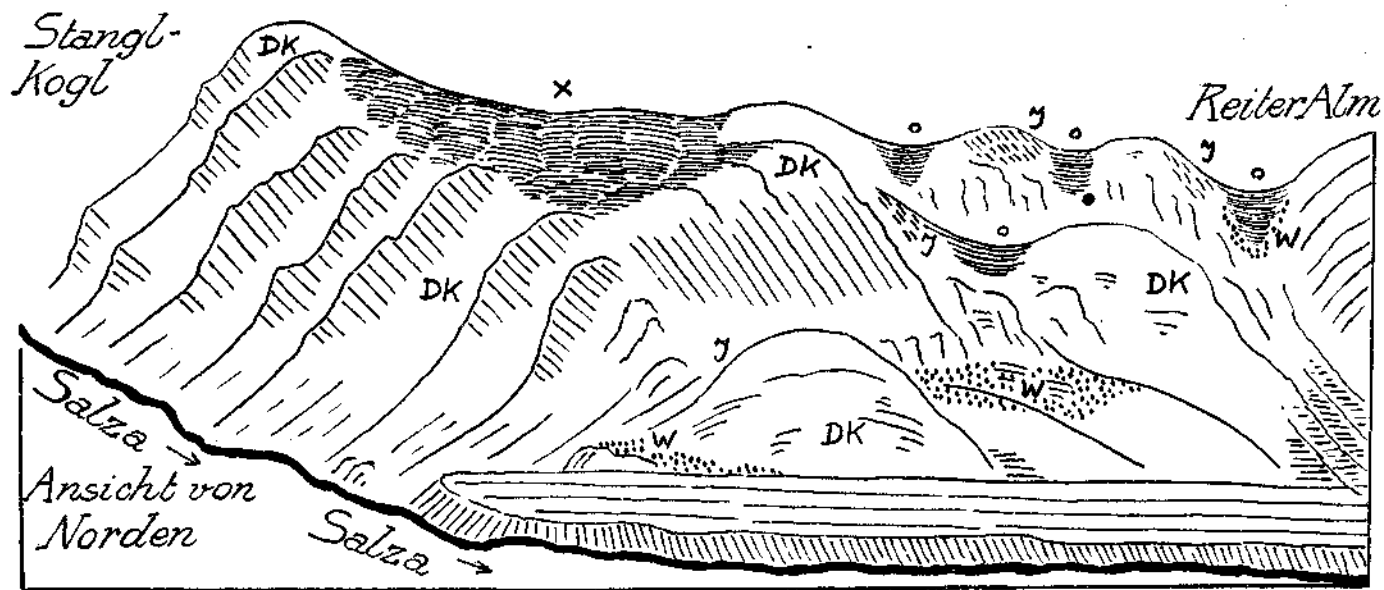


Fig. 16a. W = Worfenener Schichten. DK = Dachsteinkalk. J = Oberalmer Kalk. x = Alle Einrundungsfläche. o = Alte Quertalfurchen. • = Quarzgerölle in der Quertalfurche. Am Fuß des Gebirges die Terrasse aus den Salzaschottern.

Die Hauptmasse dieser Schollen hat schon Bittner auf seiner Karte richtig verzeichnet. Die Neuaufnahme hat das Scholleninventar aber noch vermehrt.

Diese Saat von fremden Schollen liegt hier unzweideutig wieder einem alten Bergrelief auf.

Noch klarer ist derselbe Befund im Gebiete der Reitalpe (Fig. 15) abzulesen.

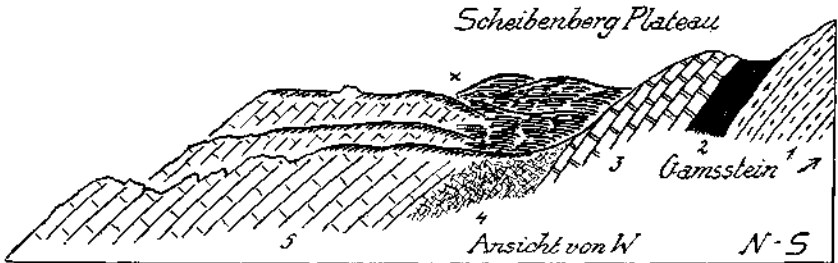


Fig. 16b. 1 = Wettersteinkalk. 2 = Raibler Schichten. 3 = Opponitzer Kalke. 4 = Dolomitmylonit. 5 = Schöngeschichteter Hauptdolomit. x = Einrundungsfläche.

Hier zieht sich ein Streifen von Werfener Schichten mit Rauhwacken und Schollen von Gutensteiner Kalken aus dem Gamstal in nord-südlicher Richtung in den tiefen Sattel der Reitalpe hinein.

An der Nordseite dieses Sattels kann man die Auflagerung der Werfener Schichten auf dem hellen Dachsteindolomit gut verfolgen.

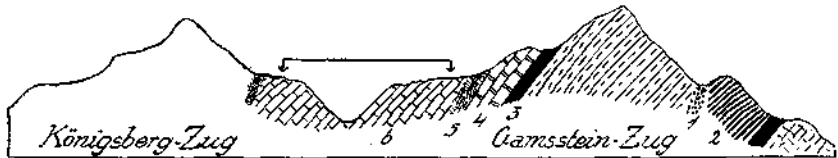


Fig. 16c. 1 = Werfener Schichten. 2 = Muschelkalk. 3 = Raibler Schichten. 4 = Opponitzer Kalke. 5 = Dolomitmylonit. 6 = Hauptdolomit. Die Einrundungsfläche des Scheibenbergplateaus greift auf den Königsbergzug über.

Die Ansicht des Stanglkogel-Plateaus (Fig. 16a) von N her gibt auch die Einlagerung der Werfener Schichten in der tiefen Furche der Reitalpe noch zu erkennen.

Außerdem zeigt diese Ansicht die prächtige alte Einebnungsfläche des Stanglkogel-Plateaus und die in diese Altfläche eingesenkten Quertalrinnen. In der Quertalrinne östlich von der tiefen Furche der Reitalpe habe ich auch neben Hornsteinschutt schöne bis faustgroße Quarzgerölle entdeckt. Auf dem Stanglkogel-Plateau zeigt die Altfläche Dolinen, gelbe Verwitterungserde mit Hornsteinschutt, Gerölle sowie aufgelagerte Gehängebreccien.

Nördlich von dem tiefen Durchbruch des Salztales begegnen wir einer ähnlichen Altfläche in der Gestalt des Scheibenberg-Plateaus (Fig. 16b). Auch diese Altfläche ist quer zum Gebirgsbau eingeschnitten. Sie setzt sich auch noch weiter gegen N zu in das Gebiet des Königsbergzuges fort.

Ebenso, wie wir zwischen Wiedenberg und Akogel eine Brücke von Schollen von Dachsteinkalk und Dachsteindolomit ausgespannt fanden, ist auch eine Verbindung dieser Altriaschollen unter der Gosau hindurch vorhanden.

Hier handelt es sich dabei teilweise um recht große Massen.

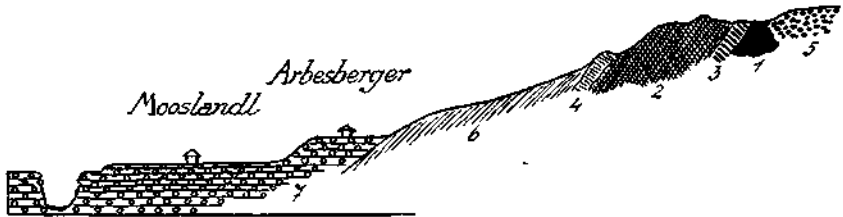


Fig. 17. 1 = Werfener Schichten. 2 = gelbe Raubwacken. 3 = Gutensteiner Kalke. 4 = Dachsteinkalk und Liaskrinoidenkalk. 5 = Bunte, kalkreiche Gosaukonglomerate. 6 = Gosauergel und Sandsteine. 7 = Konglomerat aus bunten, groben, ungleichen Enusschottern mit einzelnen Sandlagen.

Im Bereiche des Gamsforstes steht eine Masse von Werfener Schichten mit Schollen von Raubwacken und Gutensteiner Kalken an, welche nach der Karte eine Ausdehnung von zirka 1 km² erreicht.

Eine regelmäßige Struktur vermochte ich aus der Verteilung dieser Schollen nicht herauszulesen. Das einzig Regelmäßige in ihrem Auf-

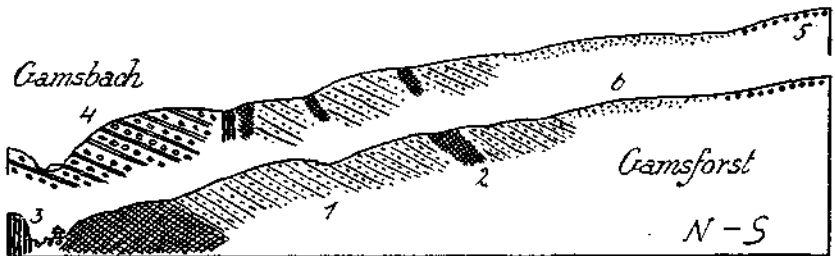


Fig. 18. 1 = Grüne Sandsteine der Werfener Schichten mit einzelnen roten Lagen. 2 = Raubwacken. 3 = Gutensteiner Kalk. 4 = Konglomerate, Sandsteine und Mergel der Gosauschichten. 5 = Reiche exotische Gerölle der Gosauschichten. 6 = Wenig bearbeitete Grundmoränen der Schlußzeit.

treten ist aber das bunte, wirre Durcheinanderliegen der Altriaschollen, von dem wir heute wissen, daß es sich in derselben tektonischen Funktion über große Teile der südlichen Kalkalpen hin verfolgen läßt.

Das Profil von Fig. 17 gibt ein Bild vom Auftreten dieser Altriasmassen an der Nordseite des Wiedenbergs. Einen Querschnitt durch die Altrias des Gamsforstes liefert Fig. 18. An diesem Querschnitt fällt das zum Gehänge widersinnige Einfallen der Werfener Schichten auf, die bei ostwestlichem Streichen flach gegen S zu einfallen. An den meisten Stellen werden nun diese Schubmassen aus Altrias auch von den Gosauschichten der Gamser Bucht überlagert.

Die Überlagerung der Gosauschichten ist aber nicht bloß auf die Bucht von Gams beschränkt, sondern dieselbe steigt sowohl zur Höhe des Wiedenbergs wie auch zu jener des Akogels empor.

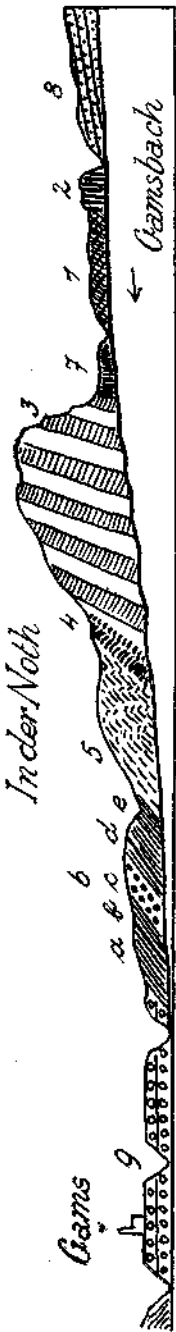


Fig. 19. 1 = Rauhacker, 2 = Tulosteiner Kalk, 3 = Dachsteinkalke, 4 = Grosßspätige Krioidenkalke mit *Posidonomya alpestris*, 5 = Oberer Kalk, 6 = Gosauschichten: a Sandsteine und Mergel mit vielen Versteinerungen; b $\frac{1}{4}$ m Schieferkohle; c Mergel und Sandsteine mit vielen Versteinerungen; d 1 m Schieferkohle; e Mergel und Sandsteine mit vielen großen Akkionellen, 7 = Gosausandsteine mit vielen großen Akkionellen, 8 = Gosausandsteine und Konglomerate mit viel Phyllitstückchen, 9 = verklebte Schotter.

Es hängt dies nicht etwa mit der großen Mächtigkeit der Gosauschichten, sondern mit ihrer starken Faltung zusammen.

Die Gosauschichten von Gams waren beim Bau der Forststraße in die Nothklamm sehr gut und zusammenhängend aufgeschlossen.

Fig. 19 legt ein Profil vor, das nach den noch offenen Anschnitten dieser Straße von mir im Jahre 1920 aufgenommen wurde. Es zeichnet sich durch die Einschaltung von sehr versteinungsreichen Aktäonellen Sandsteinen und von zwei Kohlenflözen aus. Die hier auftretenden stumpfgrünen, nur locker verbundenen Sandsteine enthalten kleine Geröllchen und Zerreibsel von Serpentin. Ich habe solche Sandsteine und auch Serpentin Konglomerate zuerst in den Gosauschichten des Brandenbergtales in Tirol gefunden und in diesem Jahrbuch 1921 erwähnt.

Einschlüsse von exotischen Geröllchen sind weit verbreitet. Außerordentlich häufig treten diese Geröllchen aber an der Südseite der Gamsen Bucht auf. Hier findet sich auf der Terrasse der Gehöfte Sulzbacher - Kempel - Kandlbauer - Schwarzer Peter eine sehr bunt zusammengesetzte Gesellschaft von exotischen Geröllchen.

Auffallend ist weiter die stellenweise reichliche Führung von Blättchen und Scherben eines weichen, dünnblättrigen Phyllits.

Dieses leicht zerstörbare Gestein muß aus der Nähe stammen, da es bei seiner Zerreiblichkeit keine größeren Wassertransporte verträgt. Diese ziemlich grobkörnigen Konglomerate mit den Einschaltungen von Phyllitstückchen haben in der Gosau am Nordrande der Haller Mauern — Ennstaler Alpen eine weite Verbreitung. Sie stehen dabei in scharfem Gegensatz zu anderen Konglomeraten derselben Gosauzone, die vor allem ausgesucht harte und zähe, wohl abgerundete exotische Geröllchen führen. Es kommen aber auch in denselben Konglomeraten harte Geröllchen und weiche Phyllitstückchen vor.

Man kommt also zu dem Urteil, daß das Gosauseer nicht nur massenhaft rein lokale Schuttlieferungen aus den Kalkalpen erhielt, sondern auch solche einer nahen Grauwackenzone nebst Beiträgen aus weiterer Ferne.

Die Gosaubucht von Gams erstreckt sich ziemlich weit gegen O, wie auf dem von E. Spengler bearbeiteten Blatte „Eisenerz—Wild-

alpe—Aflenz* leicht zu ersehen ist. Dabei zerlegt sich die im W einheitliche Bucht in zwei Streifen, welche aber beide ein ostwestliches Streichen bei südlichem Einfallen bewahren. Gegen W zu greift die Gosaubucht von Gams über den Rand des Dachsteinkalkgebirges hinaus und verkittet dasselbe mit dem Hauptdolomitgebiet der Steinmauer.

Entsprechend der mächtigen Umbiegung des Dachsteinkalkrandes ändern auch die Gosauschichten ihr Streichen und Fallen.

Wie Fig. 13 und 15 zeigen, schmiegen sie sich dabei ganz dem nordsüdlichen Streichen und steilen Westfallen der Akogelmasse an.

Wir schließen daraus, daß die Ausbildung dieser Umbiegung des Dachsteinkalkrandes jünger als die Auflagerung der Gosauschichten ist.

Jedenfalls zeigt der weitaus längere östliche Teil der Gamser Gosaubucht ein ungestörtes ostwestliches Streichen, während der kürzere und breitere westliche Teil kräftiges Umbiegen des Streichens und Steilstellung der Schichten verrät.

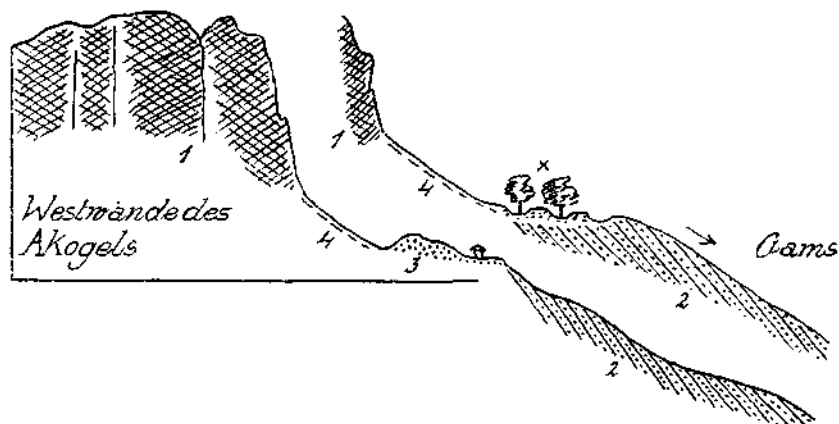


Fig. 20. 1 = Dachsteinkalk. 2 = Gosauschichten mit Pechkohlen. X = Alte Schürfruben. 3 = Eo-moränenwall. 4 = Hangschutt.

Man hat den Eindruck, daß eben der Dachsteinkalkrand samt der auflagernden Gosau hier gegen W vorgeschoben wurde.

Die Gosaubucht von Gams endet im N mit dem gegen das Salztal vorspringenden Eck des Akogels.

Hier streichen die Gosauschichten von S gegen N und fallen gegen W, wie Fig. 20 andeutet. Die Zwischenschaltung der Oberalmer Schichten ist hier nicht mehr nachzuweisen, wahrscheinlich wegen der Schutthalden am Fuße der Dachsteinkalkfelsen des Akogels.

Die Gosauschichten zeigen hier noch eine geringe Kohlenführung.

Am Fuße der Westwand des Akogels hat sich hier in einer Höhe von nur zirka 700 m ein ziemlich langer und deutlicher Moränenwall erhalten, dessen Lage auf Fig. 20 verzeichnet ist.

Auf der Nordseite des Akogels befinden sich auch noch kleine Vorkommen von Gosauschichten, die aber mit der Gosau der Gamser Bucht nicht mehr unmittelbar in Verbindung stehen. Es sind dies einerseits ein kleiner Rest von Breccien und exotischen Geröllen in der

Mulde des Akogelbauer (Fig. 21), anderseits ein schmaler Streifen von mürben Sandsteinen samt Rudistenkalkbreccien.

Dieser letztere Gosastreif ist am besten bei der Eschauer Jagdhütte (Fig. 22) aufgeschlossen. Er liegt hier auf einer schmalen Scholle

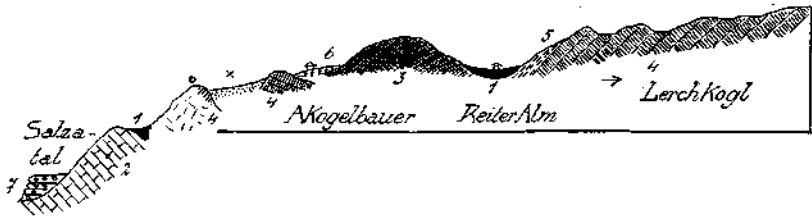


Fig. 21. 1 = Werfener Schichten. 2 = Hauptdolomit. 3 = Dachsteindolomit. 4 = Dachsteinkalk. 5 = Oberalmr Kalk. 6 = Gosaubreccien. 7 = Salzaschotter. o =LICHTER Kalk mit Resten von Rudisten. x = Gosausandsteine mit vereinzelt exotischen Geröllen, Porphyre, Kiesel.

von Dachsteinkalk und Liaskalk, welche von dem benachbarten Dachsteinkalk des Akogels völlig getrennt ist.

Unterhalb von dieser Kalkscholle finden wir einen Streifen von grünen, zerdrückten Werfener Schichten und einen mächtigen Unterbau von Hauptdolomit.

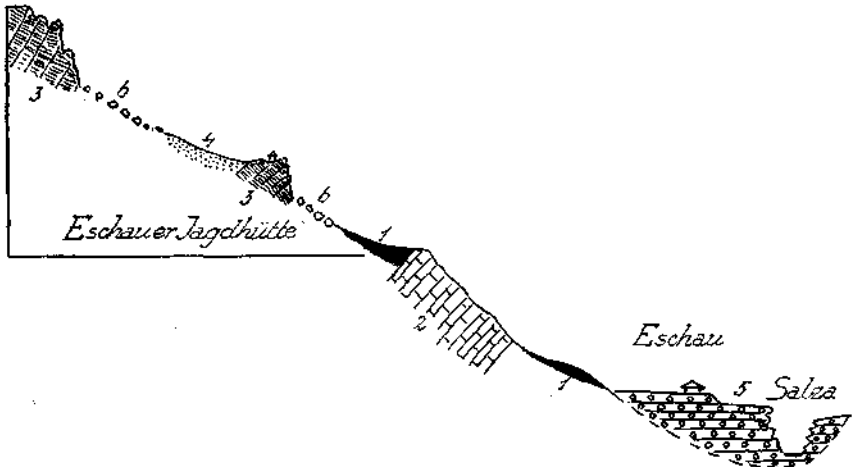


Fig. 22. 1 = Grüne Werfener Schichten mit Raubwacken und schwarzen Kalken. 2 = Hauptdolomit. 3 = LICHTER, elfenbeinfarbener Dachsteinkalk. 4 = Gelblichgraue, weiche, poröse Sandsteine der Gosauschichten. 5 = Konglomerate der Salzaschotter. 6 = Blockwerk von 3.

Am Fuße dieser Steilstufe von Hauptdolomit tritt neuerlich ein Streifen von Werfener Schichten auf, aus dem die Quelle von Eschau entspringt.

Von diesen Werfener Schichten ist es aber möglich, daß sie nur eine Abrutschung von dem höheren Zuge vorstellen.

Folgt man dem oberen Streifen von Werfener Schichten weiter gegen NO zu, so gelangt man an die Mündung des tiefen Grabens der

zur Reitalpe emporführt. Zu beiden Seiten dieses Grabens liegen wieder ziemlich ausgedehnte Massen von Werfener Schichten und Rauhwacken.

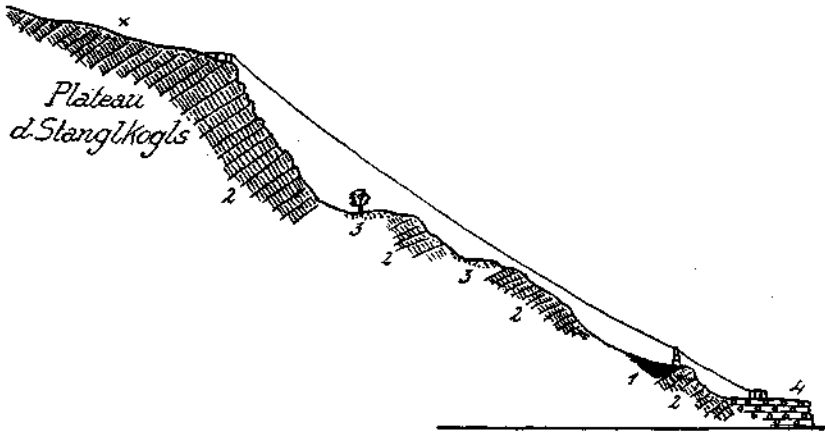


Fig. 23. 1 = Werfener Schichten, grüne und vor allem rote Sandsteine. 2 = Dachsteinkalke. 3 = Hornsteinkalke der Oberalmer Schichten. 4 = Salzaschotter. x = Alte Landoberfläche mit viel Hornsteinschutt, Resten von Gebängebreccien, Dolinen...

Von der Mündung des Reitalpgrabens konnte ich dann die Werfener Zone noch etwa 1 km bis zum Ufer der Salza verfolgen.

Das Profil Fig. 23 schneidet diesen Streifen von Werfener Schichten gerade in seinem untersten Teil.

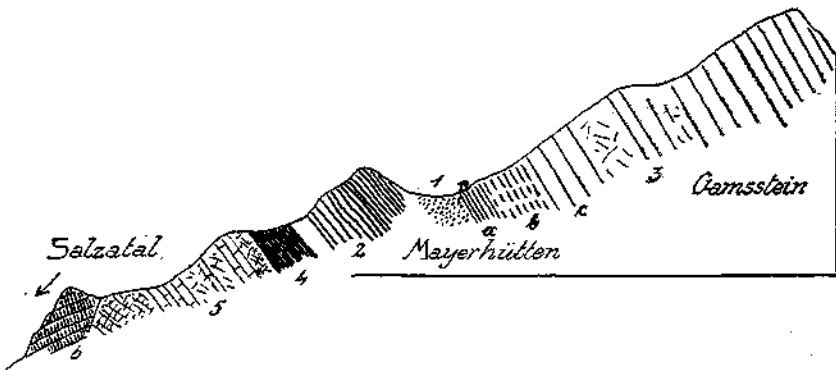


Fig. 24. 1 = Werfener Schichten. 2 = Gutensteiner Kalke, Reifinger Kalke. a = Lichter Wettersteinkalk. b = Hornsteinlagen und Hornsteinknollenkalke. c = Ungeschichteter lichter Kalk. 3 = Wettersteinkalk. 4 = Raibler Schichten. 5 = Hauptdolomit. 6 = Dachsteinkalk.

Am nördlichen Ufer der Salza habe ich keine Fortsetzung dieses Zuges von Werfener Schichten mehr gefunden.

Hier stoßen vielmehr, wie Fig. 24 zeigt, die südfallenden Dachsteinkalke des Stanglkogels unmittelbar an zertrümmerten Hauptdolomit. Während aber der Hauptdolomit am Nordfuß des Akogels sich in

normaler Lagerung befindet, liegt der Hauptdolomit hier am Südhang des Gamssteins verkehrt. Er wird von Raibler Schichten und von Muschelkalk überlagert.

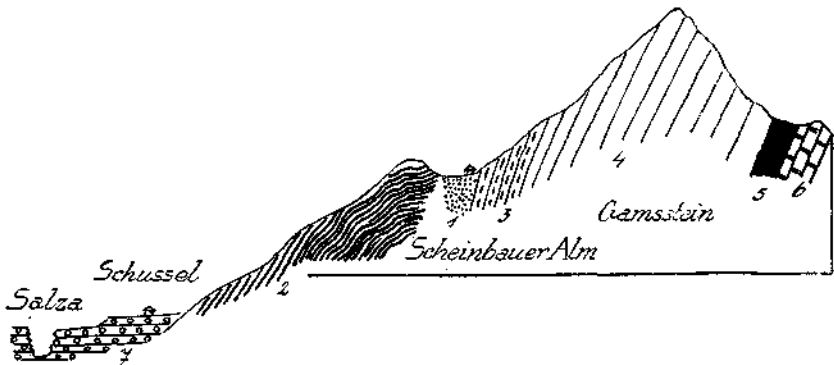


Fig. 25a. 1 = Werfener Schichten. 2 = Gutensteiner und Reiflinger Kalke. 3 = Horastein führender Wettersteinkalk. 4 = Wettersteinkalk. 5 = Raibler Schichten. 6 = Opponitzer Kalke. 7 = Salzaschotter.

Der Muschelkalk aber stößt an einen schmalen Streifen von Werfener Schichten, der sich an der ganzen Südseite des Gamssteinzuges durch verfolgen läßt und überall ein oberes Stockwerk von einem unteren abtrennt.

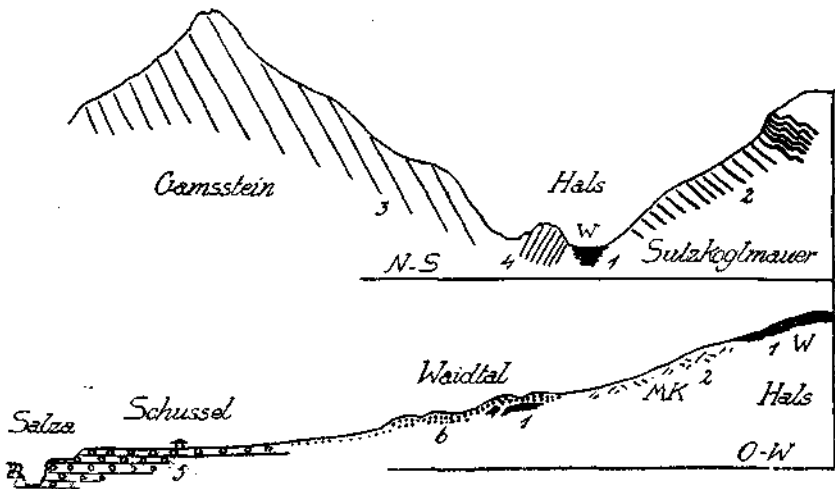


Fig. 25b. 1 = Werfener Schichten. 2 = Gutensteiner und Reiflinger Kalke. 3 = Wettersteinkalk. 4 = Scholle von hellgrauem Kalk. 5 = Konglomerierte Salzaschotter. 6 = Endmoräne der Schlußzeit.

Der Gamssteinzug besteht aus einem mächtigen, steil aufgerichteten System von Wettersteinkalk.

Die Querschnitte (Fig. 25 a, b) legen seinen weiteren Aufbau in dem Gebiete nördlich von Palfau dar. Der Wettersteinkalk beginnt mit

lichten Kalken, dann folgen Kalke mit Hornsteinlagen und Hornsteinknollen, dann eine gewaltige Masse von lichtigem, nur undeutlich geschichtetem Wettersteinkalk. Die roten und grünen Glimmersandsteine der Werfener Schichten, die häufig Brocken von dunklen Kalken und Rauh- wacken enthalten, stellen wohl kaum das normale Liegende des Wettersteinkalkes vor.

Sie stehen aber auch mit den unter ihnen ausstreichenden, überkippten Gutensteiner und Reiflinger Kalken nicht in ungestörtem Sedimentverbande.

Man kann daher die Werfener Schichten hier nicht als die Kernzone eines gegen S überkippten Gewölbes auffassen. Der riesige fazielle Unterschied in der Ausbildung des Nord- und Südflügels schließt eine solche Deutung aus.

Der Gamssteinzug erreicht etwa $7\frac{1}{2}$ km westlich von Palfau sein Ende, wenn man nicht etwa die ganz isolierte Scholle des Hainbach-

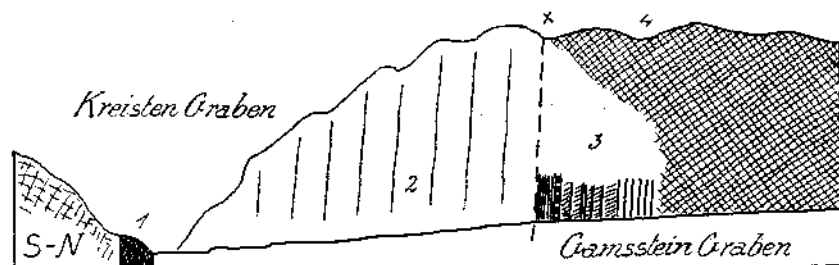


Fig. 26a. 1 = Grüne, teigartige Werfener Schichten. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Raibler Schichten: Lunzer Sandsteine mit eingesedimentierten Scherben schwarzgrauer Mergel, braune, gelbliche, zirka 2 m dicke Kalkbank mit rostig verwitterten dicken Muschelschalen, Kalke und gelblichgraue mürbe Dolomitlagen wechselnd, grauer kleinlöcheriger Kalk, Kalk- und Dolomitlagen, Opponitzer Kalke. 4 = Hauptdolomit. X = Linie, an der die Abschärfung von 3 erfolgte.

steins bei Altenmarkt auch noch dazu rechnen will. Dieses Westende des Gamssteinzuges ist von merkwürdiger Gestaltung und verdient die Beachtung des Tektonikers.

Der Wettersteinkalk, welcher in dem Querschnitt zwischen Mayer-Hütte und Steger-Hütte eine Mächtigkeit von beinahe 2 km erreicht, verschmälert sich vom Blaserkogel an außerordentlich scharf.

In dem tiefen Einschnitt des Gamssteingrabens finden wir dabei, wie Fig. 26 ergibt, an der Nordseite des senkrecht aufgestellten Wettersteinkalkes noch ein gutes Profil in den anschließenden Raibler Schichten.

Etwa $\frac{1}{2}$ km weiter westlich ist die ganze Zone der Raibler Schichten verschwunden und Wettersteinkalk und Hauptdolomit stoßen unmittelbar aneinander.

An der Südseite geht die Zuspitzung des Wettersteinkalkes ebenso scharf vonstatten. Hier schrägt ein schmaler Zug von Werfener Schichten und Haselgebirge den Wettersteinkalk scharf zu.

Nahe seinem Westrande wird der Wettersteinkalk hier von dem Edelbachgraben durchbrochen. Dieser Graben liefert gute geologische Aufschlüsse, die in dem Profil Fig. 26 zur Darstellung kommen.

Als neuartiges Element tritt hier zu den Werfener Schichten eine schmale Zone von Mergeln und Sandsteinen der Gosauschichten. Am Ausgang des Edelgrabens fand ich ein geröllförmiges Stück eines Bimssteines von etwa 5—6 cm Durchmesser.

Leider ist eine künstliche Verschleppung dieses Rollstückes nicht ausgeschlossen. Sonst dürfte es wohl am ehesten als Gerölle in den benachbarten Gosauschichten eingeschlossen gewesen sein.

Die Gosauschichten sind etwa $\frac{1}{2}$ km weiter östlich unmittelbar am Kreistenbach durch einen Schurfstollen auf Kohle besser erschlossen. Sie bestehen hier aus dunkelgrauen Sandsteinen und Mergeln mit weißschaligen Versteinerungen und Schmitzen und Stückchen von Pechkohle. Am Umlagerungsrand an dem zertrümmerten rötlich gefärbten Hauptdolomit ist noch ein schmaler Streifen von Bauxit erhalten.

Dieser Aufschluß von Gosauschichten befindet sich bereits ganz nahe an dem Westende des Wettersteinkalkes des Gamssteinzuges. Das

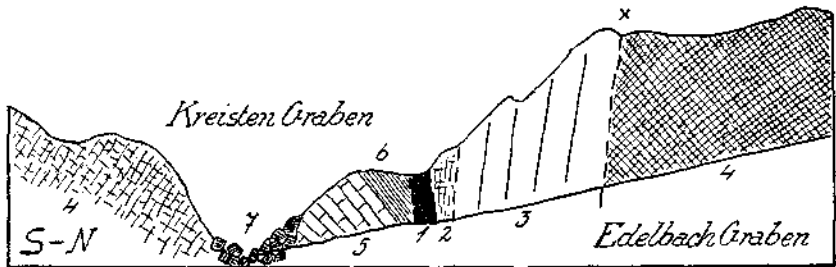


Fig. 26 b. 1 = Grüne, teigartige Werfener Schichten. 2 = Bräunlicher Dolomit-Kalkschiefer-Mergel. 3 = Wettersteinkalk. 4 = Hauptdolomit. 5 = Geschichteter Hauptdolomit. 6 = Braune Mergel und Sandsteine der Gosauschichten. 7 = Grobes Blockwerk von lichtem Kalk. X = Linie, an der die Abschragung der Raibler Schichten erfolgte.

Westende selbst wird von einer kleinen Kalkklippe gebildet, welche sich bei dem Gehöfte Scheffau erhebt. Im N grenzt Hauptdolomit an die Klippe, im S verhüllt eine Terrasse von Schutt alle Kontakte.

Wir befinden uns hier schon ganz nahe an dem Ende der Faltenzone der Voralpe, welche etwa 2 km weiter westlich das Ennstal erreicht.

Die Faltenzone der Voralpe ist bereits von G. Geyer im Jahrbuch 1903 beschrieben worden. Sie ist die unmittelbare Fortsetzung des Königsbergzuges, den ich im Jahrbuch 1930 bei der Beschreibung der Aufschlüsse beim Bau des Ybbstalwerkes eingehender besprochen habe. Die Faltenzone der Voralpe behält ihre normale Mächtigkeit bis zu ihrem Westende an der Enns. Sie steht dadurch zu der gewaltigen Abschragung des Gamssteinzuges trotz unmittelbarer Nachbarschaft in einem schroffen tektonischen Gegensatz.

Die Profile (Fig. 27) legen Querschnitte durch diese Faltenzone vor, welche auch in der Natur besonders durch die kühnen Mauern der Rätkalke ein landschaftlich auffallendes Gebilde vorstellt.

Wie schon betont wurde, ändert der Faltenzug der Voralpe an seinem Westende weder die Richtung seines Streichens noch auch seine Mächtigkeit.

Der letzte Felskopf dieses Faltenbündels ist der nur mehr 834 *m* hohe Weinberg. Er wird durch den 701 *m* hohen verschütteten Sattel des Hinterhalser vom Massiv der Voralpe abgetrennt. Dieser Sattel stellt wohl nur ein Stück eines alten außer Gebrauch gesetzten Quer-
tales vor.

Eine genau gleich hohe Einsattelung befindet sich schräg nordöstlich gegenüber zwischen Blossenberg und Bärnkopf.

Die Enns drängt sich mit ihrer Schlinge ganz an den Abfall des Weinbergs heran und zwingt die Straße zu einem steilen Anstieg.

Enns und Straße sind dabei ganz in Gosauschichten eingeschnitten, welche ein ostwestliches Streichen bei einem südlichen Einfallen zeigen. Bei genauerer Aufnahme erkennen wir, daß hier dem Westende des Voralpenzuges eine mächtige Folge von Gosauschichten angelagert ist. Die Gosauschichten unterteufen dabei die heutige Ennssohle und steigen von derselben noch mehr als 100 *m* am Abfall des Weinbergs empor.

Das Westende des Voralpenzuges ist also ein tiefer Erosionseinschnitt, der später mit Ablagerungen des Gosaumeeres ausgefüllt wurde.

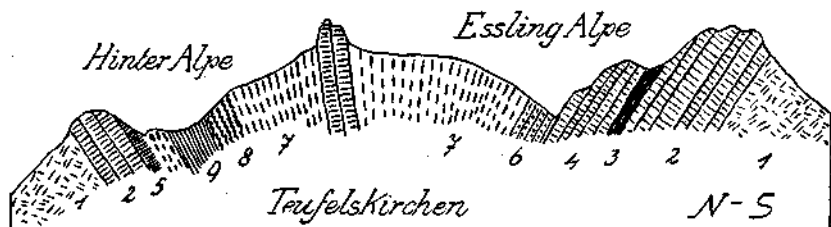


Fig. 27. 1 = Hauptdolomit. 2 = Lichte, dickbankige Kalke. 3 = Mergelige Kalke. 4 = Feste, gutgeschichtete, gelbliche Kalke. 5 = Liaskrinoidenkalke. 6 = Hornsteinkalke, sandig verwitternde streifige Kalke mit Pentakrinus und Hornsteinstückchen. 7 = Grüne Hornsteinkalke, weißliche, blaßrötliche Kalklagen. 8 = Aptychenkalke. 9 = Neokommergel mit feinen Sandsteinlagen.

Gleich westlich von dem eben beschriebenen Weinberg liegt der nahezu gleich hohe Hainbachstein (814 *m*), welcher unmittelbar oberhalb von Altenmarkt als schroffer Felskopf aufregt.

Er besteht aus lichtem Dolomit, der nicht zu dem benachbarten Hauptdolomit paßt, sondern eher mit Wettersteindolomit Ähnlichkeit hat.

An seiner Süd- und Westseite wird der Hainbachstein von den Terrassenschottern der Enns eingefabt, an der Ost- und Nordseite stößt der lichte Dolomit dagegen an Werfener Schichten, welche Brocken von dunklem Dolomit und Rauhwacken führen.

An seiner Ostseite wird der lichte Dolomit in einem Steinbruch von grauen, dünnschichtigen Kalken unterlagert, welche vielleicht schon zum Muschelkalk gehören und sehr ähnlich Gesteinen sind, wie sie z. B. im Edelbachgraben mit dem Wettersteinkalk verbunden sind. Zwischen Weinberg und Hainbachstein breitet sich eine Zone von Werfener Schichten aus.

Auf diesen Werfener Schichten liegen dann Gosauschichten, welche gegen N zu eine höhere Stufe bilden, welche den Blossenberg mit zwei kurzen Armen umfaßt.

Diese Stufe von Gosauschichten zeigt nun bei genauerer Betrachtung einen recht komplizierten Aufbau, den Fig. 28 veranschaulichen soll.

Es handelt sich um einen vielfachen Wechsel von enggepreßten, steilstehenden Gosauschichten mit schmalen Reihen von lichthem Dolomit.

Die Gosauschichten sind vor allem als Mergel und Sandstein ausgebildet, welche aber auch in mehreren Zügen reichlich exotische Gerölle enthalten.

Das Streichen dieser Verschuppungszone ist nordsüdlich, das Einfallen meist vertikal.

Es macht den Eindruck, als ob hier zwischen dem Westende des Voralpenzuges und den Dolomitschollen von Wiesberg und Hainbachstein eine Zone von Werfener Schichten samt Dolomitschuppen und auflagernder Gosau heftig zusammengepreßt worden wäre.

Die Erscheinung dieser Zusammenpressung ist aber merkwürdigerweise nur auf einen wenig ausgedehnten Raum beschränkt.

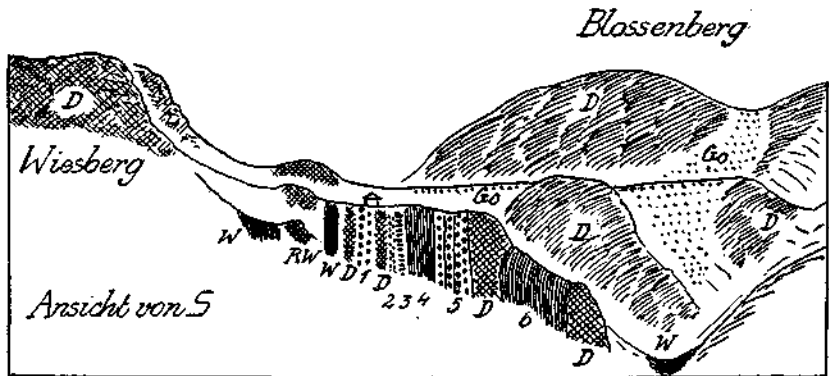


Fig. 28. *W* = Werfener Schichten. *RW* = Rauhwacke. *D* = Dolomit. *Go* = Gosauschichten: 1 = exotische Gerölle. 2 = Feine Kalkbreccie. 3 = Kalke. 4 = Mergel. 5 = Bunte, exotische Gerölle. 6 = Weiche Mergel mit Geröllen.

Die Gosauzone zwischen Weinberg im O und Wiesberg im W hat nur eine Breite von zirka $\frac{1}{2}$ km. In nordsüdlicher Richtung lassen sich die Verschuppungen auch nur auf zirka $\frac{1}{2}$ km Länge verfolgen.

Die Verschuppungszone wird von einer flachen Terrasse P. 586 oben abgeschnitten. Von dieser Terrasse ziehen sich die Gosauschichten einerseits in den flachen Sattel zwischen Wiesberg und Blossenberg (579 m), anderseits in den höheren Sattel zwischen Blossenberg und Bärnkopf (701 m) hinein.

Über ihre Lagerung gewinnt man hier ohne tiefere Aufschlüsse keine Einsicht.

Steigt man aber von diesen Sätteln nordwärts gegen den Franzgraben hinunter, so kommt man rasch auf Hauptdolomit. Die Gosauschichten dürften danach in diesen Sätteln nur geringe Mächtigkeit besitzen.

Die Hauptdolomithöhen von Blossenberg und Wiesberg zeigen ein regelmäßiges Streichen von NO gegen SW, verbunden mit sehr steilem Einfallen.

Diese breite Hauptdolomitzone bildet den nördlichen Sattel der Jungschichtenzone der Voralpe. Sie übersetzt knapp nördlich von Altenmarkt die Enns, welche hier eine enge Felsschlucht bildet.

Am Westufer der Enns setzen diese Schichten in gleichem Streichen und Fallen den Felskopf der Mandlape (704 m) zusammen. Damit erreicht auch dieses Bauelement seine Westgrenze, da hier eine neue Jungschichtenzone mit Aptychenkalken und Neokommern mit nord-südlichem Streichen fast rechtwinkelig daran abstößt.

Diese Jungschichtenzone überschreitet bei Hinter-Lingerau die Enns und bildet eine Fortsetzung der Oisbergmulde, welche ich ebenfalls im Jahrbuch 1930 beschrieben habe. Frühere Angaben über den Bau der Oisbergmulde stammen von G. Geyer.

Wie schon erwähnt setzt diese Jungschichtenzone bei Hinter-Lingerau über die Enns und schwenkt nun in nordsüdliche Streichrichtung um.

Zwischen Mandlape und Hochbrand ist diese Zone durch eine relativ große Mächtigkeit der Neokommern ausgezeichnet.

Dieselbe erreicht nahezu einen halben Kilometer und bildet zwischen Ennstal und Laussatal einen mildgerundeten Bergrücken von 704 m Höhe.

An dem tiefen Einschnitt des vorderen Laussatales erleidet dieser Zug von Neokommern oberflächlich eine Unterbrechung. Es vollzieht sich dies in folgender Weise:

Zunächst übergreifen Gosauschichten mit reichlichen exotischen Geröllen die Aptychenkalken und die Neokommern.

Diese Gosauschichten sind in der Mündungsklamm des Laussabaches in die Enns in der Form von festen, dicken Kalkdolomitreccien eng an den Hauptdolomit der Mandlape angekittet. In der Weitung des Laussatales bei Platz schneidet die Laussa an der Südseite des Tales ziemlich mächtige Massen von grünen Werfener Schichten an. Über diesen teigartig zerknieteten Werfener Schichten lagern Gutensteiner Kalken. Schollen von diesen dunklen Triaskalken stehen aber auch am Nordufer des Laussabaches an.

Die Einlagerung von Werfener Schichten mit Haselgebirge, Gips und Schollen von dunklen Triaskalken dehnt sich hier von der Mündung des Laussatales nach S bis Weißenbach aus.

Dieselbe Schichtmischzone hat aber auch unterhalb der Schotterterrasse von Altenmarkt eine große Verbreitung.

An dem Einschnitt der Enns, welcher die Terrasse von Altenmarkt umspannt, kann man hin und hin die Werfener Schichten mit ihren Schollen von dunklen Triaskalken beobachten. Bei Weißenbach enthalten die Werfener Schichten wieder Haselgebirge mit Gips- und Salzmassen. Letztere wurden hier in älterer Zeit sogar stollenmäßig abgebaut.

Wir haben also auch hier wieder als Gesamtbefund tiefe Abtragung der Jungschichtenzone des Oisbergs, dann Einschub von Altriasmassen, neuerliche Erosion, Einsedimentierung der Gosauschichten und nachfolgenden Zusammenschub.

Versucht man nun die Jungschichtenzone, welche in der Gegend von Platz das vorderste Laussatal übersetzt, weiter gegen S zu verfolgen, so gelangt man zu folgenden Ergebnissen:

Auf der Strecke zwischen Laussatal und Weißenbach ist die Jungschichtenzone größtenteils von Werfener Schichten, Gutensteiner Kalken und Gosauschichten überdeckt. Nur die Aptychenkalke kommen an zwei Stellen blank zutage.

Dagegen treten die Neokommerngel im Einschnitt des Spitzenbaur Grabens in ziemlicher Mächtigkeit und mit nordsüdlichem Streichen auf.

Weiter gegen S decken eine Strecke weit mächtige Konglomerate und Schotter, welche hier von Weißenbach über den Sattel der Breittau ins mittlere Laussatal hinüberziehen, das Grundgebirge zu.

Dafür stellen sich dann im Spitzengraben nördlich von St. Gallen um so bessere Aufschlüsse ein.

Der Spitzenbach mündet bei Weißenbach und kommt von der Nordseite des Maierecks. Im untersten Teil des Spitzenbachgrabens sind nun unsere Neokommerngel ausgezeichnet erschlossen.

Wie Fig. 29 lehrt, werden sie im N von mächtigen Oberjurakalken unterlagert, während im S teils Gosauschichten, teils Ennskonglomerate darauf liegen. Die Oberjurakalke bestehen oben aus schönen, lichten,

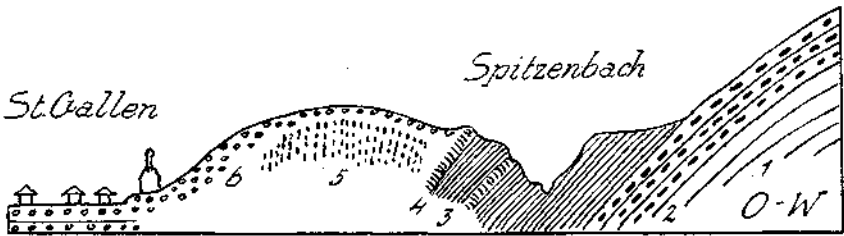


Fig. 29. 1 = Hauptdolomit. 2 = Rote Jurakalke mit roten Hornsteinen. 3 = Sehr gleichmäßige milde Neokommerngel. 4 = Festere, etwas gefleckte kalktuge Lagen. 5 = Rote Mergel und Sandsteine mit dunklen Geröllen — Gosauschichten. 6 = Konglomerierte Schotter.

muschelig brechenden Tithonkalken. Darunter liegen rote Kalke mit roten Hornsteinen — grüne und rötliche Krinoidenkalke, Krinoidenkalke mit großen grünen Hornsteinwucherungen. Die Hornstein führenden Jurakalke gewinnen in der Gegend nördlich vom Spitzengraben eine größere Ausdehnung.

Zwischen den Tithonkalken und den Neokommerngeln herrscht ungestörte sedimentäre Verbindung.

Die Neokommerngel dieser Jungschichtenzone sind wesentlich reiner als jene des Voralpenzuges. In den Neokommerngeln des Voralpenzuges sind Einschaltungen von Kalksandsteinen häufig. Diese dünnen Sandsteinlagen zeigen auf den Schichtenflächen oft feine Kohlenspreu. Die Neokommerngel des Spitzengraben sind dagegen feine, milde, sehr gleichmäßige Mergel, welche nur Einschaltungen von kalkigeren Lagen mit dunklen Flecken enthalten.

Die Oberjura-Hornsteinkalke und die Neokommerngel reichen im Spitzengraben etwa bis zur Abzweigung des Rettenbachgrabens, also etwa 1 km westlich von St. Gallen.

Hier stoßen dieselben schroff gegen einen mächtigen Zug von Gosauschichten, der über den Sattel der Pfarralpe aus dem mittleren Laussatal herüberstreicht.

Wenn wir die an unser Gebiet im N anschließende Karte von G. Geyer — Blatt Weyer 1:75.000 — zu Rate ziehen, so erkennen wir gleich, daß es sich hier um jenen großen Zug von Gosauschichten handelt, welcher aus der Gegend von Groß-Raming sich südwärts bis ins Laussatal und von diesem über die Pfarralpe bis südlich von St. Gallen fortsetzt.

Es ist dies zugleich jener auffallende breite Gosastreifen, welcher sich quer über eine ganze Reihe von ostwestlich bis südöstlich streichenden Falten legt.

Diese Faltelemente erscheinen unter der Basis der Gosauschichten tief abgetragen. Die auflagernde Gosau selbst ist dabei mit lokalen Breccien aufs engste mit ihrem Untergrund verbunden.

Diese Erscheinungen können wir auch noch an dem Südende dieses Gosauzuges, besonders im Spitzengraben sehr gut beobachten.

Hier ruht die Gosau auf einem tief eingeschnittenen Relief von Hauptdolomit.

Fig. 30 bringt einen in der Klamm des Spitzengraben gut erschlossenen Querschnitt durch diesen Gosauzug.

Hier spielen die aus der Aufarbeitung des Untergrundes gebildeten Breccien und feinen Konglomerate eine große Rolle.

Während aber die Gosauschichten hier an ihrer Westseite so unzweideutig mit dem Untergrund sedimentär verbunden sind, ist die Ostgrenze offenbar tektonisch gebildet.

Wir treffen hier im Spitzengraben zunächst eine schmale Mauer von heftig gefalteten Aptychenkalken, zu denen sich weiter südlich und weiter nördlich noch rötliche Liaskrinoidenkalken gesellen.

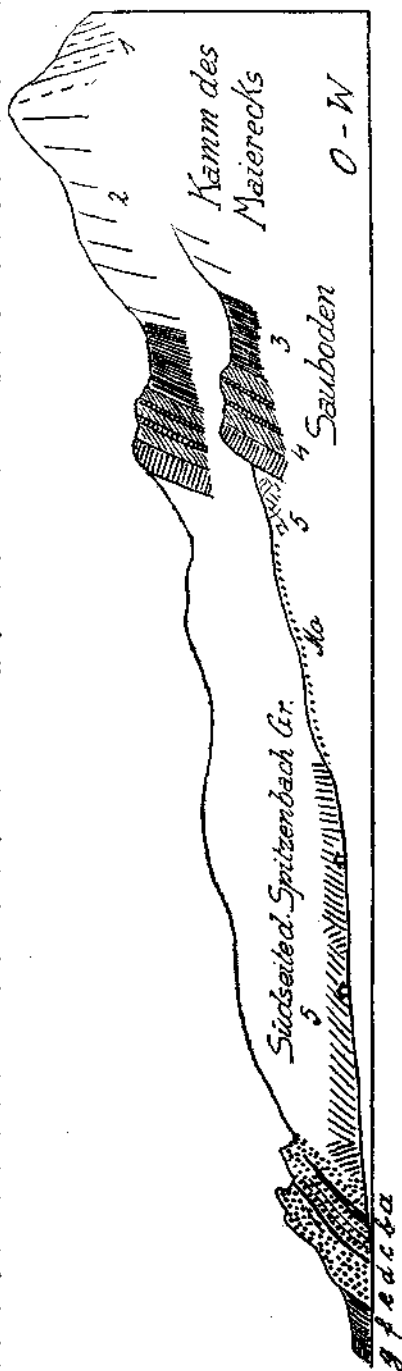


Fig. 30. 1 = Reifinger Kalk. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Raibler Schichten. 4 = Opponitzer Kalk und Dolomit. 5 = Hauptdolomit. — Gosau: a = Feines Dolomitenkonglomerat, Gerölle Kirschengröße. b = Mächtige, dickbankige Zementmergel. c = Feste, blaugraue Mergel und Kalksandsteine, wechselnd mit Dolomitenbreccien. d = Dünnschichtige Mergel. e = Mächtige Dolomitenbreccien. f = Zementmergel. g = Kalk. h = Moränenwall.

Die Aptychenkalke sind scharf an die Gosauschichten herangepreßt.

Im Spitzenbachgraben finden wir nun unmittelbar neben diesen steilgestellten Streifen von Aptychenkalken einen wildgestörten Kontakt von Gosauschichten mit Werfener Schichten, Haselgebirge, Rauhwacken und Gutensteiner Kalken.

Die Gosauschichten enthalten hier schwächliche Pechkohlenflöze, welche die Anlage eines Stollens verursachten.

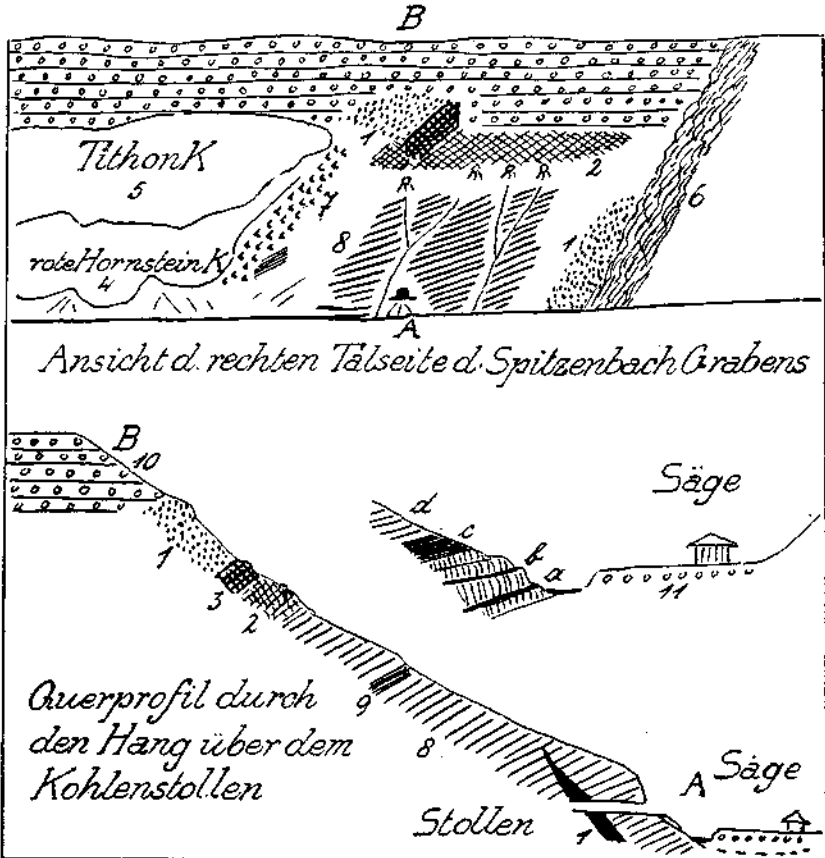


Fig. 31. 1 = Werfener Schichten. 2 = Rauhwacken. 3 = Gutensteiner Kalk. 4 = Rote Hornsteinkalk. 5 = Titthonkalk. 6 = Heftig gefaltete Aptychenkalke. 7 = Titthonkalkbreccia. 8 = Milde, dunkelgraue Gosau-mergel mit Kohlenflözen. 9 = Ziegeirote Mergel und Kalkbreccia. Aufschluß beim Kohlenstollen: a = Kohlenflöz = 2–3 dm. b = Kohlenflöz = 1/2 dm. c = Schwarze kohlige Mergel. d = Graue Gosau-mergel. 10 = Konglomerierte Schotter.

Dadurch sind hier sehr merkwürdige Lagerungen enthüllt worden, welche in Fig. 31 schematisch dargestellt erscheinen. Ein Fetzen von grünem Teig von Werfener Schichten mit Streifen von rosafarbenem Gips ist hier an einer Kluft mitten in die Gosau-mergel eingepreßt.

Höher oben überlagern Rauhwacken und rote und grüne Werfener Schichten die hier flach gegen S zu einfallenden Kohlen führenden Gosau-mergel.

Ähnliche Aufschlüsse wie der oben vorgeführte liefert dann der benachbarte Graben des Rettenbaches.

Dieser Graben führt vom Spitzenbach gegen den Sattel der Pfarralpe empor.

Der Sattel der Pfarralpe ist, wie Fig. 32 meldet, ein Doppelsattel. In dem tieferen Sattel, wo die Pfarralpe liegt, streichen Rauhwacken und Haselgebirge durch. In dem benachbarten höheren Sattel ziehen die Gosauschichten durch, welche hier auch wieder Kohlenflöze enthalten sollen, die ich aber selbst nicht beobachtet habe.

Die Gosauschichten lagern auch hier wieder dem Hauptdolomit des Ennsbaums mit lokalen Dolomitreccien auf.

Auf der Nordseite des Sattels der Pfarralpe ist der Kontakt der Gosau mit dem Dolomit des Ennsbaums an der Forststraße in den Almgraben im Rutscher sehr gut aufgeschlossen.

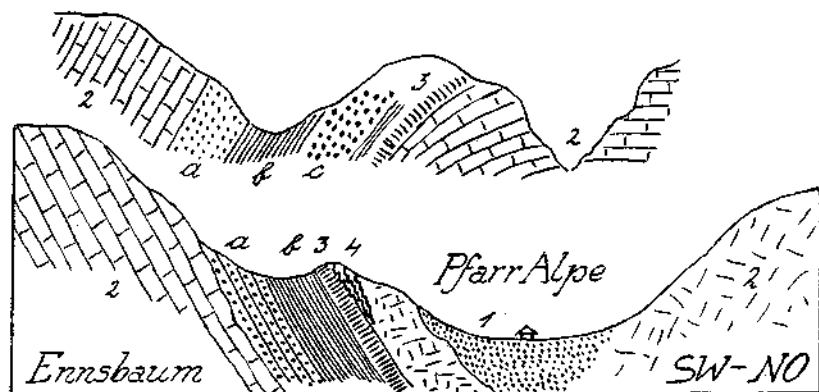


Fig. 32. 1 = Werfener Schichten — Rauhwacken — Haselgebirge. 2 = Hauptdolomit. 3 = Gelblicher Kalk, roter Krinoidenkalk. 4 = Graugrüne Aptychenkalke. Gosauschichten: a = Buntscheckige, rotzementierte Kalk- und Dolomitreccien. b = Zementmergel mit roten Lagen. c = Mergel und Sandsteine mit exotischen Geröllen.

Wir finden hier unmittelbar auf dem schön geschichteten Hauptdolomit stellenweise rotzementierte Dolomitreccien. Über diesen folgen graue Zementmergel mit roten Lagen. Nach oben reihen sich dann Mergel- und Sandsteine mit exotischen Geröllen an.

Damit ist hier die regelmäßige Schichtenfolge beendet. Nun treffen wir plötzlich rote Krinoidenkalke und darunter Hauptdolomit.

Auf der Sattelhöhe der Pfarralpe stoßen an die Gosauzone gelbliche, breitweßadrigte Kalke sowie graugrüne Aptychenkalke und lichter Dolomit.

Diese Gesteine sind offenkundig der Gosauzone aufgeschoben.

Steigt man von der Pfarralpe durch den Rettenbachgraben zum Spitzenbach hinunter, so sieht man, daß auch Rauhwacken- und Haselgebirge sowie Gutensteiner Kalke unserer Gosauzone aufgeschoben sind.

Eigenartig ist auch das Südende dieser großen Gosauzone. Aus der Laussa streicht diese Zone etwa bis in den Spitzenbach in der Richtung von NW gegen SO. Hier biegt die Gosauzone dann ziemlich

scharf in die reine N-S-Richtung um. Die Zone wird rasch schmaler und endet an der Südseite der Teufelskirche mitten in mylonitischem Hauptdolomit.

Fig. 33 bringt die hier beobachteten Lagerungsverhältnisse zum Ausdruck.

Wir haben es jedenfalls mit einer starken Heraushebung der Gosauzone an ihrem Südende zu tun. Die Sohle der Gosaumulde mündet hier etwa 100 m über der Talsohle des Billbaches frei auf Dolomitgrund in die Luft.

Es ist von Interesse, daß gleichzeitig mit der Gosau aber auch die begleitenden Juraschichten frei in die Luft enden.

Wir befinden uns mit dem Südende der großen Gosauzone schon ziemlich nahe an dem Südende des großen Triaskalkzuges des Maiercks.

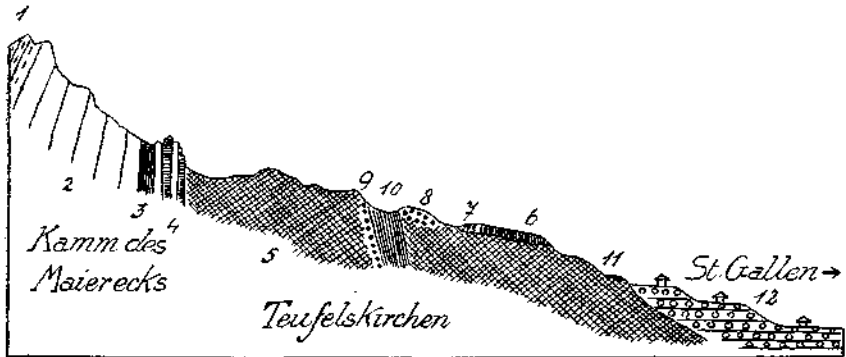


Fig. 33. 1 = Reifinger Kalke. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Raibler Schichten. 4 = Opponitzer Kalk. 5 = Hauptdolomit. 6 = Rote Krimoidenkalk. 7 = Graue, gefaltete Aptychenkalk. 8 = Buntes Gosaukonglomerat. 9 = Feines Dolomitzkonglomerat. 10 = Graue Gosaumergel. 11 = Höchste Schotter bei 660 m. 12 = Konglomerierte Schotter, sehr viel zentralalpines Gerölle, dicker Überzug von Verwitterungslehm.

Dieser gewaltige, steil aufgerichtete Bergzug, der aus Muschelkalk-Wettersteinkalk-Raibler Schichten-Hauptdolomit besteht, endet ebenfalls in dem Einschnitt des Billbaches etwa 2 km südwestlich von dem Südende des Gosauzuges und zirka 4 km südwestlich von St. Gallen.

Auch das Südende des Maierckzuges ist tektonisch sehr interessant.

Der mächtige Bergkamm behält in der Hauptmasse sein von NW gegen SO gerichtetes Streichen bei.

Die ältesten Schichtenglieder werden dabei an seiner Südseite wenigstens größtenteils abgeschragt.

Der Wettersteinkalk selbst endet aber mit dem Felskopf des Rabenkogels in einer Mächtigkeit von zirka 1 km.

An der Nordseite des Maiercks sind die Raibler Schichten, wie Fig. 30 angibt, ziemlich mächtig entwickelt.

An der Nordseite des Rabenkogels dünnen nun die Lunzer Sandsteine aus und nur die Opponitzer Kalke ziehen weiter.

Diese Opponitzer Kalke biegen dann fast senkrecht nach S und legen sich dabei ganz um das Südende des Wettersteinkalkes herum, wie Fig. 34 veranschaulicht.

Es entsteht auf diese Weise eine ganz merkwürdige Einfassung des großen Wettersteinkalkzuges.

Die Verhältnisse auf der Südseite des Maierckzuges zeigen aber noch weitere tektonische Eigentümlichkeiten.

Der Maierckzug wird hier von einer mächtigen Zone von Gosauschichten begleitet, welche in voller Breite ebenfalls in der Sohle des Billbachtals enden.

Zwischen diesen Gosauschichten und den Triaskalken des Maiercks stellt sich nun eine Kette von schmalen Schollen von Liaskrinoidenkalken ein.

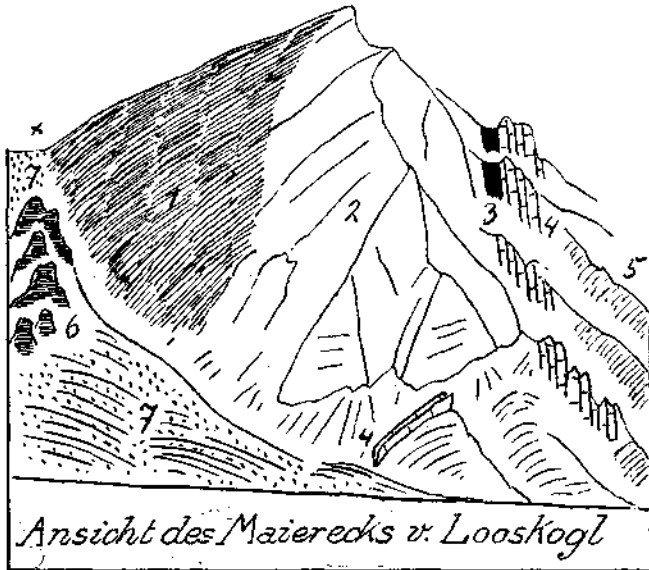


Fig. 34. 1 = Reiflinger und Gutensteiner Kalke. 2 = Wettersteinkalk. 3 = Raibler Schichten. 4 = Opponitzer Kalke. 5 = Hauptdolomit. 6 = Liaskrinoidenkalk. 7 = Gosauschichten. X = Sattel der Admonter Höhe.

Die größte von diesen Schollen baut die 1165 m hohe Kreuzmauer auf. Die nächstgroße bildet die 904 m hohe Mittagsmauer. An diese zwei größeren Schollen reihen sich noch mehrere kleinere an.

Auffallenderweise streicht nun diese Perlschnur von Liassfelsen erst ostwestlich und krümmt sich sodann sogar gegen NO zu um.

Während also die Opponitzer Kalke das Ende des Wettersteinkalkes von der Nordseite her umfassen, biegen sich diese Liasschollen von der Südseite gegen NO zu um.

Wir sind nun mit unserer Beschreibung wieder nahe an den Ausgangspunkt, den Nordgrat des Kleinen Buchsteins, zurückgekommen.

Zwischen dem Südende des Maierckzuges und dem Kamm der Looskogel liegt ein Berggehänge, das weiterhin von den Blockhalden der Looskogel und tiefer von Schuttkegeln verhüllt wird.

Es fehlt an zusammenhängenden Aufschlüssen.

Immerhin läßt sich erkennen, daß vom Schwarzsattel (vgl. Fig. 4) ein wohl zusammenhängender Streifen von Werfener Schichten sich um die Süd- und Westseite des Zinödls herumzieht.

Dieser Streifen von Werfener Schichten enthält aber auch Gips und Haselgebirge sowie Schollen von Rauhacken und dunklen Triaskalken. Außerdem sind Schollen von lichtem Dolomit sowie von Liaskrinoidenkalken eingeschaltet.

Endlich liegen auf diesem bunten Schichtenstreifen auch noch Reste von Gosauschichten.

Ich habe schon im Jahre 1921 in der Arbeit über den Bau der Ennstaler Alpen ein Profil durch den Westhang des Zinödls veröffentlicht, das ich also nicht mehr zu wiederholen brauche.

Dafür möchte ich hier die Befunde der künstlichen Aufschlüsse vorlegen, welche im Jahre 1920 bei den Vorarbeiten für das große Ennsprojekt der Steirischen Wasserkraftwerke A. G. unter der Direktion von Oberbaurat Ing. Hofbauer ausgeführt wurden. Es handelte sich damals darum, für die geplante Durchstoßung des Zinödls die geologisch günstigste Variante ausfindig zu machen und vor allem längere Stollenstrecken im Haselgebirge zu vermeiden.

Diese Aufschlüsse bestanden auf der Westseite des Zinödls in drei Stollen und einem Schürfgraben sowie in einem Stollen auf der Ostseite des Zinödls.

Der südlichste Aufschluß wurde gegen eine große verwachsene Doline vorgetrieben, welche sich auf einer Mahdstufe im unteren Teil jenes Grabens befindet, der zum Schwarzsattel emporführt.

Fig. 35a legt die hier eröffneten Befunde vor. Nach einer kurzen Strecke im Hangschutt stieß der Stollen bereits auf den blaugrauen Ton des Haselgebirges.

Weiter nördlich wurde eine Rösche unmittelbar bei dem Gehöfte Funkenhansl gezogen. Sie ergab das Bild von Fig. 35b.

Unter einer dünnen Torfdecke lagert hier Grundmoräne und darunter wieder der zähe Ton des Haselgebirges. Der Ton erwies sich als so zäh, daß man eine mehrere Meter in denselben eingetriebene Eisenröhre auch mit einer Winde nicht mehr zu heben vermochte.

Noch weiter nördlich wurde im Westhang des Zinödls in einer Höhe von 636 m ein 60 m langer Stollen in den Werfener Schichten vorge- trieben. Dieser Stollen wurde aber leider eingestellt, bevor er noch aus den Werfener Schichten in die darüber vorgeschobenen Gutensteiner Kalke des Zinödls gelangte.

Fig. 35c zeigt die Ergebnisse dieser Aufschließung. Hier traf man kein Haselgebirge, sondern ziemlich feste Quarzsandsteine und Tonschiefer. Noch weiter nördlich, gerade südlich von dem Ende der großen Gosauzone der Teufelskirche, ergab ein kurzer Stollen unter der Hangverschüttung den Kontakt zwischen Haselgebirge und Gutensteiner Kalk (Fig. 35d).

Wir sind nach diesen Aufschlüssen wohl berechtigt, anzunehmen, daß die Werfener Schichten den Zinödl an seiner ganzen Westseite umgreifen und ihn dadurch vollständig von dem Triaskalkzug des Maier- ecks wie auch von der großen Gosauzone abschließen.

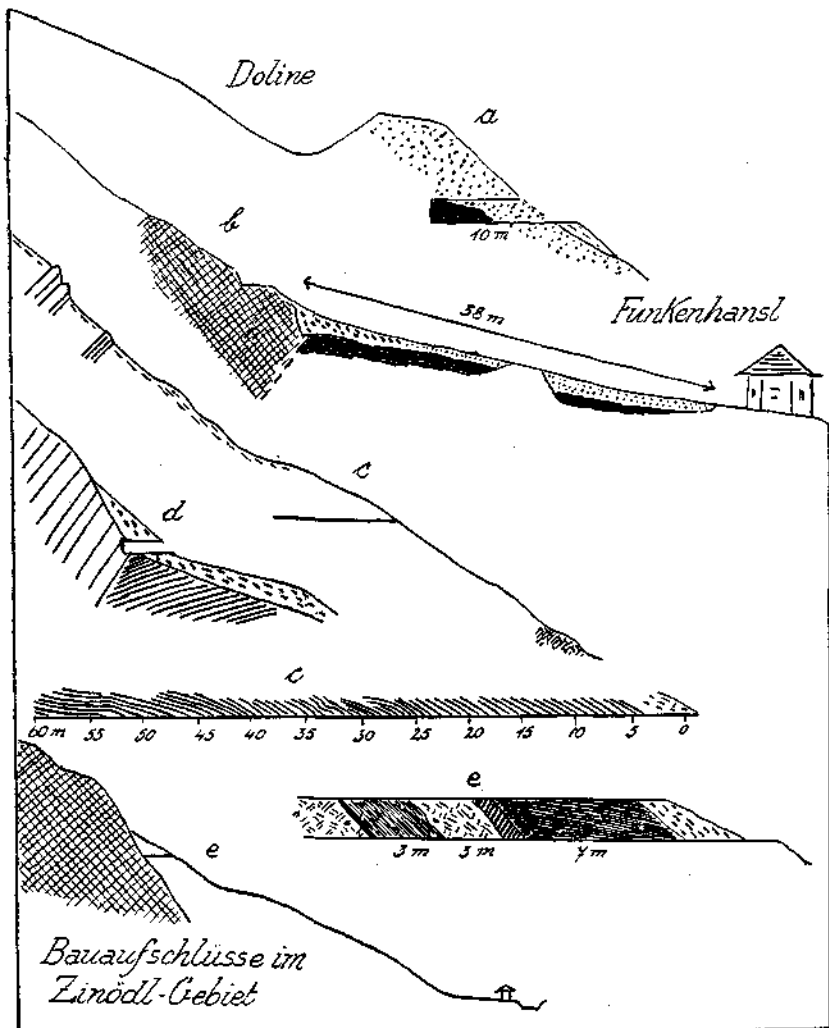


Fig. 35. *a* = Der 10·5 m lange Stollen erschloß 3 m Hangschutt (Kalkbrocken mit Lehm vermischt), dann 7·5 m zähen blaugrauen Lehm des Haselgebirges mit Kalkbrocken. *b* = Die 38 m lange Rösche ergab unter typischer Grundmoräne und Dolomitbangschutt den zähen stellenweise streifig fließenden Lehm des Haselgebirges. Dieser Lehm stößt an lichten Dolomit-Mylonit. *c* = 60 m langer Stollen in Werfener Sandsteinen: 0–5 m = Hangschutt und verrutschte Werfener Schichten. 5–30 m = Rote und grüne Sandsteine und Tonschiefer mit grünen Letten – feucht, 30–60 m = feste, dicker geschichtete, grauliche, rötliche Quarzsandsteine – trocken. *d* = Der Stollen dringt durch Kalkschutt bis in den hier stark dolomitischen Gutensteiner Kalk. Unter diesem liegt Haselgebirge. *e* = Der Stollen durchstößt Gehängeschutt, 7 m blauen und grünen Letten des Haselgebirges, einen schmalen Streif von gelblicher Raubwacke, 3 m Dolomit, 3 m oft glänzend schwarzen, stark zerpreßten Tonschiefer, einen schmalen Streif von grünen Letten mit Schlieren und endet im Hauptdolomit, der von zahlreichen Rutschflächen mit horizontalen Rutschstreifen zerschnitten erscheint.

Die Aufschließung auf der Ostseite des Zinödls im Gebiet des Schindelgrabens hat endlich die in Fig. 35*e* eingetragenen Verhältnisse aufgezeigt.

Dieser Stollen wurde in einer Höhe von 833 m angeschlagen.

Wir befinden uns auch hier wieder in der Fortsetzung derselben Zone von Werfener Schichten, welche über den Schwarzsattel durch den Schindelgraben gegen den Sattel „Im Erb“ hinunterstreicht.

Von diesem Sattel aus können wir dann eine Kette von Aufschlüssen von Werfener Schichten und Haselgebirge um die Ostseite des Zinödls herum bis zu der großen Masse von Werfener Schichten an seiner Nordseite verfolgen.

Der Zinödl ist also ringsum von Werfener Schichten und Haselgebirge eingesäumt.

Wir haben nun die ganze Umrandung des niedrigen zentralen Gebietes kennen gelernt und dabei gesehen, aus wie vielen Bauelementen dieser Rand zusammengefügt wird.

Kein einziges dieser hier von allen Seiten gleichsam zusammenströmenden Bauelemente klingt dabei auf normale Weise aus. Alle finden aber einen tektonischen Abschluß.

Bevor wir nun darangehen können, die Zusammenhänge dieser verschiedenen Abschlußmotive zu ergründen, ist es nötig, auch noch den Aufbau unserer zentralen tektonischen Insel genauer klarzustellen.

Sie besitzt in der Richtung von SW gegen NO eine Erstreckung von zirka 17 km, in der Richtung von NW gegen SO eine solche von zirka 10 km.

In diesen Dimensionen drückt sich schon die Tatsache einer bevorzugten Strukturrichtung von SW gegen NO zu aus.

Wie ich schon erwähnt habe, wird dieses niedrige Bergland im wesentlichen von Hauptdolomit aufgebaut. Daneben erscheinen aber als weitere Bausteine auch die Raibler Schichten und Muschelkalk.

Die Faltung dieses Inselstückes ist keine heftige. Es enthält im Gegenteil ein ausgedehntes Feld von ganz flacher Lagerung, das auf der Karte etwa ein Drittel der Inselfläche beherrscht.

Der Schichtenausbildung nach weicht das Inselstück in einigen Eigenschaften von seiner Umgebung ab.

Die Gutensteiner Kalke sind zumeist wohlgeschichtete, dunkle, bituminöse Kalke von ziemlicher Mächtigkeit.

Die Reiflinger Kalke haben ja von dieser Gegend den Namen und sind in den Steinbrüchen von Groß-Reifling in der Nähe der Salzmündung in die Enns wenigstens früher reich an Ammoniten gewesen.

Partnachschiefer sind nicht entwickelt, Wettersteinkalk eigentlich nur am Zinödl. Der lichte Dolomit des Hainbachstein dürfte als Wettersteindolomit aufzufassen sein.

Die Raibler Schichten sind ziemlich mächtig entwickelt, u. zw. als Lunzer Sandsteine mit Kohlenflözen als Mergel und Tonschiefer sowie als Opponitzer Kalke.

Letztere gewinnen an der Ostseite des Haidach in der Wolfsbachau eine beträchtliche Mächtigkeit.

Was nun den Aufbau unserer tektonischen Insel betrifft, so muß man denselben als ziemlich einfach und grobwellig bezeichnen.

Wenn wir zunächst von den beiden isolierten Schollen des Zinödls bei St. Gallen und des Hainbachstein bei Altenmarkt absehen, so läßt sich die Tektonik unserer Insel in folgende einfache Formel bringen:

Es handelt sich im S um eine bogenförmig streichende Aufwölbung, an die sich im N eine flachwellig auf- und abgebogene Schichtentafel anschmiegt.

Zwischen Aufwölbung und Flachlagergebiet ist eine steilstehende Störung eingeschaltet. Ich führe nun an zwei Querschnitten den Bau der Aufwölbung und der Störung vor. Das eine Querprofil, Fig. 36, ist nach den Aufschlüssen des Saggrabens konstruiert, welcher gegenüber von Eschau in die Salza mündet.

Hier finden wir zunächst ein schönes Profil in den Raibler Schichten. Die Lunzer Sandsteine sind auffallend mächtig. An der rechten Talflanke treffen wir auf die Halden eines Kohlenbergbaues, der nach W. Petrascheck ein 75 cm starkes und reines Kohlenflöz ausbeutete.

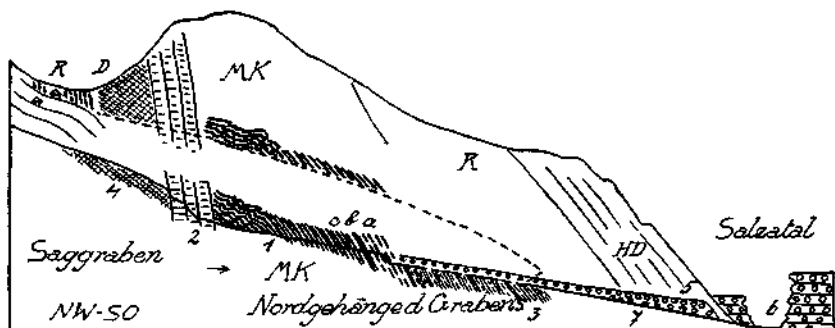


Fig. 36. Gutensteiner Kalke: 1 = Dünnschichtige, dunkle und helle Kalke, dunkle bituminöse Schieferlagen. 2 = Dunkle, dickschichtige Kalke, Reiflinger Kalke: a = Dunkelgraue Hornsteinkalke mit noch dunkleren Hornsteinen. b = Dünnschiefrige, graue Mergel und Knollenkalke mit Daonellen. c = Knollenkalke und hellgraue, weiche, dunkelfleckige Schiefer. 3 = Lunzer Sandsteine und Tonschiefer. 4 = Dolomit. 5 = Hauptdolomit. 6 = Salzschöter. 7 = Bachschöter. MK = Gutensteiner und Reiflinger Kalke. R = Raibler Schichten. D = Dolomit. HD = Hauptdolomit.

Im Liegenden der Raibler Schichten stellen sich dann die Reiflinger Kalke ein und unter diesen dunkle, bituminöse, dünn-schichtige Kalke. Diese dünn-schichtigen Kalke sind nun, wie Fig. 36 angibt, sehr intensiv gefaltet. Es fällt dies hier um so mehr auf, als alle anderen benachbarten Schichten keine Kleinfaltung aufweisen.

Diese Kleinfaltung ist aber nicht etwa auf eine Stelle im Grunde der Klamm beschränkt, sondern sie läßt sich vielmehr auf den beiderseitigen Talhängen hoch hinauf verfolgen. Sie beherrscht hier also zu beiden Seiten des Saggrabens einen Raum von 300 bis 400 m Höhe und relativ geringer Breite.

Diese intensiv verfaltete Zone stößt im N an eine Zone von dickbankigen, dunkelgrauen, bituminösen Kalken.

An diese Kalke stößt dann wieder mit einer sehr steilen Schubfläche ein Streifen von stark zertrümmertem Dolomit. Derselbe zeigt steiles Einfallen gegen N und keilt in der Richtung gegen NO zu ziemlich rasch ganz aus, während er gegen W zu rasch an Breite zunimmt. Unter diesem Hauptdolomit kommt dann auch weiter nördlich die Muschelkalkkuppe der Sulzkogelmauer (1181 m) heraus, die im S und W von einem Streifen von Raibler Schichten umgürtet wird.

Wir haben also im Gebiet des Saggrabens zwei Aufwölbungen von Muschelkalk, von denen allerdings jene der Sulzkogelmauer nur von ganz lokaler Bedeutung ist, wogegen die südlichere über den Einschnitt der Enns hinweg bis in die Gegend von St. Gallen verfolgbar bleibt.

Der Muschelkalkstreifen läßt sich zunächst aus dem Bereiche des Saggrabens gegen NO zu nur etwa auf 2 km weit verfolgen. Dann schließen sich von N und S die beiden begleitenden Zonen von Raibler Schichten zusammen. Dagegen kann man unserem Muschelkalkstreifen vom Saggraben gegen SW zu auf einer langen Strecke folgen. Er behält dabei sowohl seine Mächtigkeit als auch sein Einfallen gegen SO zu bis in die Gegend des Ennsdurchbruches bei Groß-Reifling bei.

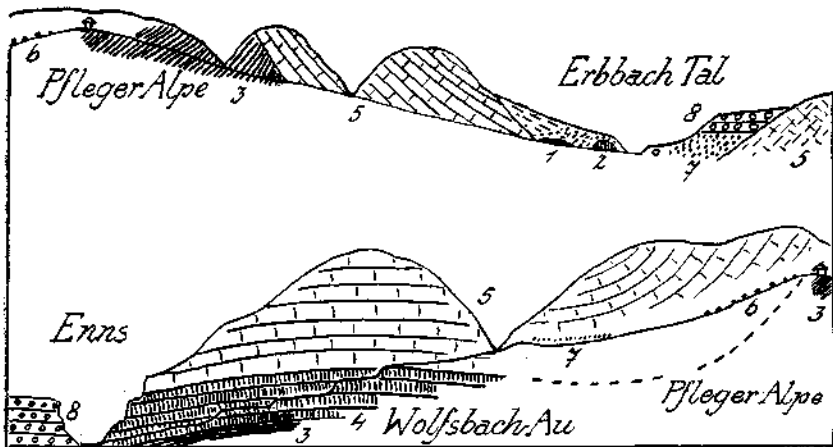


Fig. 37. 1 = Werfener Schichten. 2 = Dunkler Triaskalk. 3 = Lunzer Sandsteine, Tonschiefer, Pflanzensandsteine. 4 = Opponitzer Kalk. 5 = Hauptdolomit. 6 = Exotische Gosaugerölle. 7 = Grundmoräne. 8 = Konglomerierte Schotter.

Westlich von Groß-Reifling verflacht sich sein Einfallen und die Reiflinger Kalke tauchen im hinteren Teil des Scheiblinggrabens ohne jede Zwischenschaltung von Raibler Schichten unter den Hauptdolomit von Grandenberg—Todtenmann unter.

Nun finden wir in dem geschlossenen Hauptdolomitgebiet erst wieder in dem tiefeingeschnittenen Hofmeistergraben ältere Schichten. In einer Entfernung von zirka 2 km vom Ende der Reiflinger Kalke im Scheiblinggraben stoßen wir auf der Nordseite der Fellinginger Spitze auf einen schmalen Streifen von Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk.

Sie liegen recht genau in der Fortsetzung der Reiflinger Kalke des Scheiblinggrabens, wenn man die Krümmung der ganzen Zone mit in Betracht zieht.

Über die Lagerung der einzelnen Schichtenglieder unterrichten uns die Profile zu beiden Seiten des tiefeingeschnittenen Hofmeistergrabens, welcher vom Erbgraben zum Sattel der Pfleger Alpe emporführt (Fig. 37).

Im Erbgraben finden wir noch Schollen von dunklen Triaskalken und Werfener Schichten, welche ein Stück weit in den Hofmeistergraben hineingreifen. Auf ihnen lagert gut bearbeitete Grundmoräne.

Es folgt der Hauptdolomit des Grandenberges und unter ihm Lunzer Sandsteine mit Pflanzenresten und Tonschiefer.

Diese Raibler Schichten fallen aber nicht gleichsinnig mit dem hangenden Hauptdolomit ein, sondern sie stehen sperrig dazu.

Unter den Raibler Schichten drängen sich auch noch Reiflinger Kalke hervor.

Der Sattel der Pfleger Alpe ist in Lunzer Sandsteine eingeschnitten.

Von der Pfleger Alpe ziehen die Raibler Schichten dann in voller Breite über den Stiftberg in den Schindlgraben bis gegen Weißenbach. Am Ausgang des Schindlgrabens werden dieselben dann von Werfener Schichten mit Schollen von Triaskalken abgeschnitten.

Auf der ganzen Strecke nördlich von der Pfleger Alpe fallen die Lunzer Sandsteine ostwärts unter die Hauptdolomitplatte des Haidach ein.

Die Reiflinger und Gutensteiner Kalke, welche sie begleiten, fallen aber in entgegengesetzter Richtung gegen W zu ein.

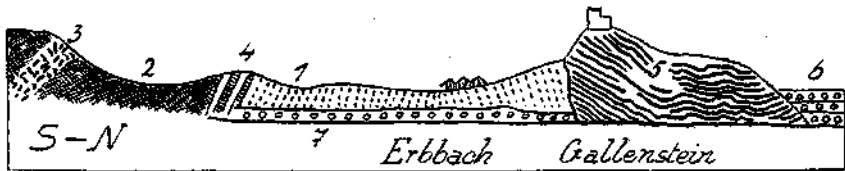


Fig. 38. 1 = Werfener Sandsteine, rötlich und grau. 2 = Tonschiefer, grauviolett. Letten. 3 = Raubwacken. 4 = dunkelgraue Kalke. 5 = Gutensteiner Kalke. 6 = konglomerierte Ennsschotter. 7 = Schotter des Erbbaches.

Wir haben also auch hier wie im Saggraben wieder eine deutliche unregelmäßige Aufwölbung vor uns.

Die tiefere Trias bildet dabei für sich selbst eine ungleichseitige Mulde, wobei die Gutensteiner Kalke, welche hier die Ruinen der alten Burg Gallenstein tragen, von lebhafter Faltung ergriffen sind.

Fig. 38 zeigt ihre Gestaltung und die Lage der Gutensteiner Kalke gegenüber den Werfener Schichten der Bucht von St. Gallen.

Kehren wir nun wieder zum Sattel der Pfleger Alpe zurück und steigen von dort in den Graben des Wolfsbaches gegen O zur Enns hinab. Der ganze obere Teil dieses Grabens ist zwischen Haidach und Rehkogel in flach gelagertem Hauptdolomit eingeschnitten.

Im unteren Teil aber stürzt der Wolfsbach in einer wilden Klamm mit Wasserfällen über mächtige Kalkstufen unmittelbar zur Enns hinunter (Fig. 36).

Eine genauere Besichtigung dieser Kalkstufen belehrt uns, daß wir hier eine selten mächtige Ausbildung von flach gelagerten Opponitzer Kalken vor uns haben.

Fig. 37 liefert also auch einen Querschnitt durch den flachen Teil unseres Inselgebietes. Eine Besonderheit unserer tektonischen Insel besteht weiter darin, daß die reichen Gosauablagerungen ihrer Umgebung nicht in ihr Inneres eindringen. Zumindest habe ich in diesem

Gebiet keine Gosauschichten angetroffen, mit Ausnahme von exotischen Geröllen im obersten Teil des Wolfsbachgrabens, wohin sie möglicherweise auch vom Eise verschleppt sein können.

Die Gosauschichten der Bucht von Gams sind dem Südostrand unserer Insel vorgelagert, die Gosauschichten am Nordrand unterteufen noch den Ennseinschnitt, die Gosauschichten am Südrand lagern auf Werfener Schichten.

Ebenso wie die Werfener Schichten mit ihren Schollen von Altrias bleiben auch die Gosauschichten auf die Umrandung unserer Insel beschränkt.

Die Beschreibung unserer tektonischen Insel wäre aber unvollständig ohne eine Darstellung der zwei für sich isolierten Schollen von Zinödl und Hainbachstein.

Der Hainbachstein ist davon die wesentlich kleinere und viel einfachere gebaute Scholle. Sie liegt an der Nordwestecke unserer Insel, während der Zinödl die Südwestecke derselben bildet.

Die Aufnahme des Zinödls habe ich zusammen mit Freund Dr. Ing. J. Stiny im Jahre 1920 ausgeführt.

Sie hat, wie die beiliegende Kartenskizze (Fig. 39) darlegt, eine recht eigenartige Struktur enthüllt. Wir haben eine nordsüdlich streichende und steil gegen O zu einfallende Schichtenreihe von Gutensteiner Kalken, Reiflinger Kalken, Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit.

Dieses Schichtenpaket ist auf der Südseite ganz merkwürdig eingerollt, während auf der Nordseite eine mächtige Scholle von Wettersteinkalk querüber liegt.

An zwei bis drei Stellen haben sich Reste von aufgelagerten Gosauschichten finden lassen.

Alle Schichtenglieder sind recht deutlich und auch charakteristisch entwickelt.

Die Ähnlichkeit mit der Schichtenausbildung des westlich benachbarten Maiereckzuges ist unverkennbar, während zu der Schichtenentwicklung der südlich angrenzenden Ennstaler Alpen keine Anklänge bestehen.

Gegenüber der Schichtenentwicklung unserer Insel besteht gute Übereinstimmung, nur treten in ihrem Inneren nirgends Wettersteinkalke auf.

Die Scholle des Hainbachsteins ist sehr einfach gebaut. Sie besteht aus steil aufgerichtetem, lichtgrauem Triasdolomit, der an der Ostseite von dünnschichtigen grauen Kalken unterlagert wird. Mit seinem nordsüdlichen Streichen stellt sich auch die Scholle des Hainbachsteins quer zu der Struktur der benachbarten Berge.

Es ergibt sich nun gleich die Frage, ob diese eigentümlichen Schollen von Zinödl und Hainbachstein tektonisch überhaupt zu unserer Insel gehören oder etwa als abgetrennte Teile der Umrandung aufzufassen sind.

Die letztere Auffassung scheint mir derzeit die wahrscheinlichere zu sein.

Es lassen sich dafür etwa folgende Gründe anführen: Zunächst stimmt die Schichtenausbildung des Zinödls am meisten mit jener des

westlich benachbarten Maierckzuges überein und auch jene des Hainbachsteins ist noch am ehesten mit der des östlich benachbarten Gamssteins zu vergleichen.

Dem Wettersteinkalk des Gamssteinzuges fehlt zwar eine rein dolomitische Fazies. Ich habe aber am Südhang des Gamssteins zwischen Scheinbauer-Alpe und Hals feinkristalline, sandige, bräunlichgraue Dolomitlegen im unteren Teil des Wettersteinkalkes angetroffen.

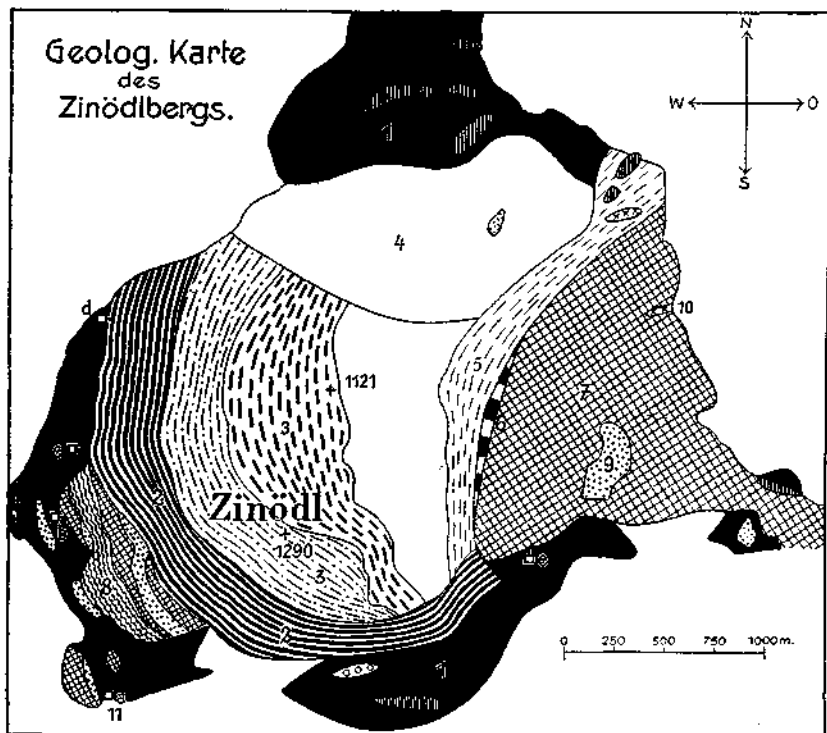


Fig. 39. 1 = Werfener Schichten. 2 = Gutensteiner Kalk. 3 = Dunkle, bituminöse Kalk, Reifinger Kalk, Krinoidenkalk. 4 = Wettersteinkalk und Dolomit. 5 = Raibler Schichten. 6 = Opponitzer Kalk. 7 = Hauptdolomit. 8 = Jurakalk. 9 = Gosauschichten. 10 = Grundmoräne. 11 = Doline. a = Stollen. b = Rösche. c = Stollen. d = Stollen. e = Stollen. † Profile dazu liefert Fig. 25.

Nun liegt der Hainbachstein zirka 3 km westlich von dem Ende des Wettersteinkalkes des Gamssteinzuges und letzteres ist außerordentlich scharf zugespitzt. Jedenfalls wäre hier ein Übergang der kalkigen Fazies in eine dolomitische ganz gut unterzubringen.

Die Scholle des Hainbachstein liegt heute, wie bereits erwähnt, zirka 3 km vom Westende des Gamssteinzuges entfernt. Sie zeigt eine ungefähr nordsüdliche Streichrichtung und steile Schichtenstellung.

Wenn man die Scholle des Hainbachsteins mit dem Gamssteinzug verbinden will, so muß man annehmen, daß dieselbe nicht nur von der Hauptmasse abgerissen, sondern auch gegen dieselbe um zirka 90° verdreht worden ist.

Bei der Scholle des Zinödls führt die Annahme eines ursprünglichen Zusammenhanges mit dem Maierreckzug ebenfalls zur Einführung einer Abreißung und Verdrehung.

Hier ist indessen für die Abreißung nur eine Dimension von etwa 2 km erforderlich. Die nötige Verdrehung beträgt auch zirka 90°. Bei der Verdrehung einer Scholle sind vom geometrischen Standpunkt aus folgende Möglichkeiten zu beachten:

Die Verdrehung einer Scholle kann zunächst als reine Rotation um eine festgehaltene vertikale Achse vor sich gehen.

In diesem Fall kann jede beliebige Einstellung durch zwei entgegengesetzte Drehungen erreicht werden.

Im Falle der Hainbachsteinscholle kann z. B. ihre Einstellung gegenüber dem Streichen des Gamssteins durch eine Drehung von rechts nach links um 90° oder eine Drehung von links nach rechts um 270° erzielt werden.

Im Falle der Zinödlscholle kann ihre Einstellung gegenüber dem Streichen des Maierecks durch eine Drehung von links nach rechts um 90° oder eine Drehung von rechts nach links um 270° vollzogen werden.

Die beiden Schollen besitzen also entgegengerichteten Drehsinn in bezug auf kürzeste Einstellungsmöglichkeit.

Das heißt mit anderen Worten, die Scholle des Zinödl kann mit einer Drehung von links nach rechts auf dem kürzesten Wege von ihrer Ausgangsstellung in ihre derzeitige Endstellung gebracht werden, während dies bei der Scholle des Hainbachsteins gerade umgekehrt mit einer Drehung von rechts nach links zu erreichen ist.

Bei den in der Tektonik vorkommenden Drehungen dürfte aber der Fall einer Rotation mit festgehaltener Achse wohl nur äußerst selten verwirklicht sein.

Hier handelt es sich wohl meist um solche Drehungen, bei denen sich gleichzeitig auch die Drehachse mitverschiebt.

Das würde also in unserem Falle so zu deuten sein, daß sich die Scholle des Zinödls von W → O bewegt und dabei gleichzeitig von links nach rechts gedreht hat, während sich die Scholle des Hainbachsteins von O → W bewegt und dabei von rechts nach links gedreht hat.

Es gilt dies aber nur unter der Voraussetzung, daß die Scholle des Zinödl ursprünglich mit dem Maierreckzug und jene des Hainbachsteins ursprünglich mit dem Gamssteinzug verbunden war.

Eine weitere Frage ist nun, ob nicht der Gamssteinzug und der Maierreckzug ursprünglich ein und dasselbe Bauelement waren, das später erst tektonisch zerrissen wurde.

Nimmt man die Schollen von Hainbachstein und Zinödl als Verbindungsglieder von Gamsstein- und Maierreckzug, so erhält man eine fast rechtwinkelige Abknickung, welche, wie Fig. 40 darlegt, recht gut in das System der Weyrer Bögen hineinpaßt. Auf diese Weise würde unsere Insel im S von der Abknickung des Dachsteinkalk-Nordrandes und im N von der entsprechenden Abknickung des Gamsstein-Maierreckzuges begrenzt sein.

Wir haben nun im Laufe dieser Untersuchung alle wichtigeren Bauelemente kennen gelernt, welche hier im südlichen Teil der Weyrer Bögen eine Rolle spielen.

Es soll nun der Versuch gemacht werden, das gegenseitige Zusammenspiel dieser Bauelemente zu dem Bewegungsbild der Weyrer Bögen, soweit als heute möglich, aufzuklären.

Wir haben aus dem hier vorgelegten Beobachtungsmaterial bereits die Erfahrung abgeleitet, daß das heute vorliegende Bild der Weyrer Bögen nicht das Ergebnis einer einheitlichen tektonischen Schaffung ist, sondern daß eine Reihe von faltenden und schiebenden Bewegungen hier ihre Spuren zurückgelassen haben, die zudem zeitlich durch mehrere Erosionsperioden voneinander getrennt werden.

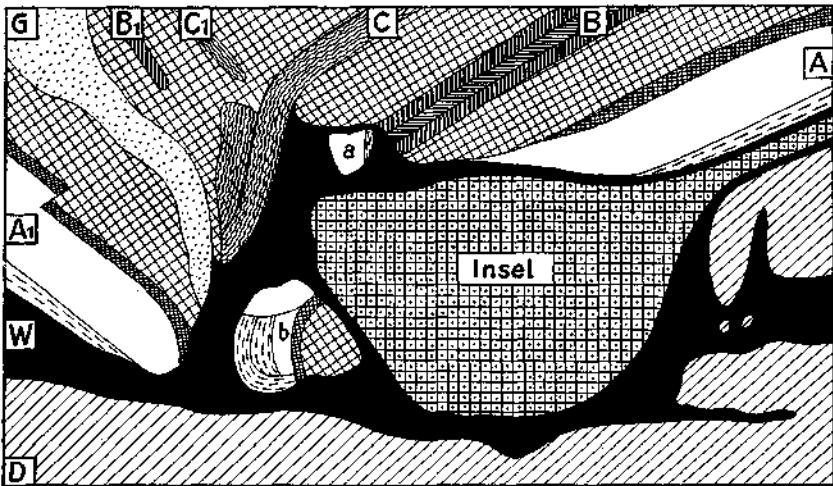


Fig. 40. D = Gebiet des vorherrschenden Dachsteinkalkes. W = Schubmasse aus Werfener Schichten und vielen Schollen. Insel = Bezeichnung für die zentrale Schubmasse. A₁ = Maierckzug. A = Gamssteinzug. G = Großer Gosauzug. B₁ = Bodenwieszug. B = Voralpenzug. C₁ = Hochbrandzug. C = Oisbergzug. a = Scholle des Hainbachsteins. b = Scholle des Zinödl.

Diese Ereignisse lassen sich für die Zwecke dieser Arbeit kurz in folgende zeitliche Reihenfolge ordnen:

- I. Erste Gebirgsbildung,
- II. Erste Abtragung,
- III. Zweite Gebirgsbildung — Einschub der Altriasmassen,
- IV. Zweite Abtragung,
- V. Einsedimentation der Gosauschichten,
- VI. Weitere Gebirgsbildung und Abtragung.

Die Angaben über die erste Gebirgsbildung, welche sich in diesem Gebiete auffinden ließen, sind natürlich nur sparsam und ziemlich zerstreut.

In der Hauptsache beruhen sie darauf, daß unter den eingeschobenen Altriasmassen teils bereits tief erodierte, teils gefaltete Schichten zu finden sind.

Die Einschnitte der Erosion stehen in einem bestimmten Verhältnis zur Hebung und meist auch zur Faltung eines Gebietes. Um in eine Schichtenplatte Einschnitte von mehr als 1000 *m* Tiefe machen zu können, muß diese Platte weit mehr als 1000 *m* gehoben worden sein.

Nun haben wir aber am Nordrande der Ennstaler Alpen alte Erosionseinschnitte bis in den Ramsaudolomit hinein (vgl. Fig. 2, 4). Hier dürfte der Erosionseinschnitt weit über 1000 *m* betragen haben.

Im Schwabeltal war auch die ganze Platte des Dachsteinkalkes bereits bis in den Dachsteindolomit hinab durchsägt (Fig. 11, 12).

Im Bereiche des Akogel-, Lerchkogel-, Stangikogelplateaus griff der alte Erosionseinschnitt ebenfalls durch den Dachsteinkalk bis in den Dachsteindolomit hinab (Fig. 13, 15, 16, 23).

Im Bereiche des zentralen Inselstückes fehlen natürlich solche Angaben. Im Bereiche der Triasmauern von Gamsstein und Maierack haben wir ebenfalls keine direkten Auflagerungen von Altrias.

Innerhalb der großen Gosauzone liegen Altriaschubmassen bei der Pfarralpe auf Hauptdolomit.

Noch weiter nördlich habe ich im Jahre 1928 bei der Schüttalpe Lunzer Sandsteine überschoben auf Hauptdolomit und bei der Waldbauer-Alpe Werfener Schichten und Rauhacken ebenfalls auf einem Relief von Hauptdolomit entdeckt.

Fig. 41a—41b legt die Befunde meiner damaligen Aufnahme vor.

Die Altriasmasse in dem Graben der Waldbauer- und Sonndorfer Alpe wird von einem Reste einer alten Moräne des Ennsgletschers überlagert, welche massenhaft Stücke, Blöcke und Gerölle von Werfener Quarzsandsteinen, bunten Glimmerschiefern, Verrucano sowie von hellgrau-grünen dichten Schiefen enthält. Der Moränenrest ist bei den genannten Alpen in einer Höhenlage von 800 bis 900 *m* eingebaut.

Es kann sich hier nur um die Moräne einer älteren Eiszeit handeln, nachdem die Gletscher der Würmeiszeit nicht mehr den Gürtel der Ennstaler Alpen zu überwinden vermochten.

Die Einlagerung von Altrias in eine Furche von Hauptdolomit bei der Waldbauer-Alpe im Laussatal ist das nördlichste mir hier derzeit bekannte Vorkommen dieser Art.

Im Bereiche des unmittelbar nördlich davon anschließenden Kartenblattes „Weyer“ ist nach den Aufnahmen von G. Geyer keine Spur von solchen Reliefüberschiebungen mehr vorhanden.

Dagegen finden sich ziemlich viele Beispiele im Bereiche des nord-östlich angrenzenden Kartenblattes „Gaming—Mariazell“.

Ich habe eine Reihe dieser Vorkommen bereits im Jahrbuch 1930 in der Arbeit „Über den Bau des Ybbstalwerkes“ zur Darstellung gebracht.

Die schönsten Beispiele von Einschreibungen von Werfener Schichten finden sich hier an der Ostseite des Ötschers.

Die Werfener Schichten lagern hier in alten Relieffurchen, welche bis tief in den Ramsaudolomit hinab eingeschnitten waren.

Prachtvolle Beispiele derselben Erscheinung befinden sich dann weiter westwärts im Bereiche der Blätter „Liesen“ und „Ischl—Hallstatt“.

Ich erwähne hier nur die großartigen Vorkommen am Wurzener Kampl nördlich vom Pyhrnpaß und den Hallstätter Salzberg.

Als Reliefüberschiebung habe ich die Werfener Schichten am Wurzener Kampl in diesem Jahrbuch 1924 in den Beiträgen zur Auflösung der Mechanik der Alpen beschrieben. G. Spengler hat sich mit der Tektonik

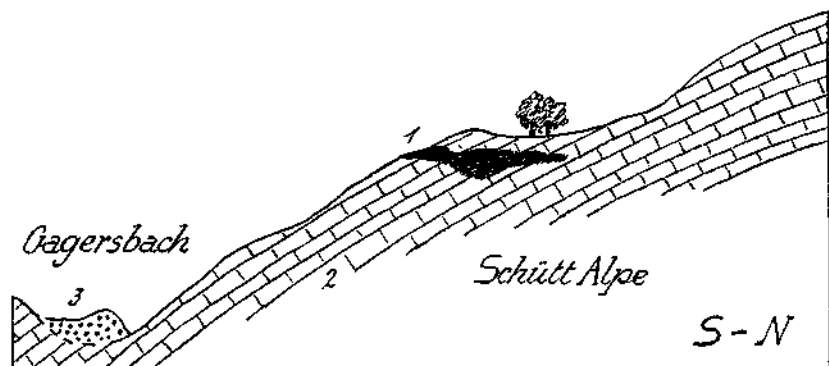


Fig. 41a. 1 = Haufwerk von Stücken von Lunzer Sandsteinen. 2 = Hauptdolomit. 3 = Blockmoränenschutt.

des Hallstätter Salzberges am eingehendsten beschäftigt. Er war bereits im Jahre 1918 zu der richtigen Einsicht gekommen, daß die eigenartige Masse des Hallstätter Salzberges nicht aus der Tiefe in Form eines „Ekzems“ aufgestiegen ist, sondern vielmehr als eine dem Dachsteinkalk aufgeschobene Masse zu betrachten sei.

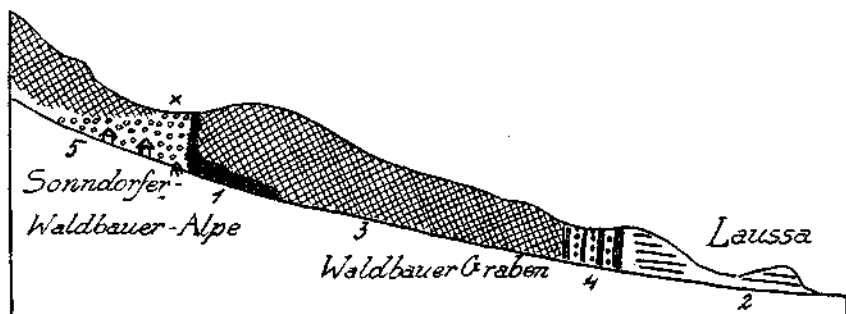


Fig. 41b. 1 = Grüner Teig von Werfener Schichten und graue poröse Raubwacken. 2 = Opponitzer Kalk. 3 = Mylonitische Dolomit. 4 = rötlich zementierte Kalkbreccien und Konglomerate mit großen Brocken von Bauxit, Kalke, Mergel und Sandsteine — Gosauschichten. 5 = Zahlreiche Gerölle und Blöcke von Quarzsandsteinen, rote, grüne, violette, glimmerige Schiefer, lichtgrüne Schiefer, Verrucauo. x = am Sattel hunte Gesteine und Raubwacke.

Spengler spricht dabei nicht von einer Reliefüberschiebung, vor allem, weil damals dieser Begriff noch nicht in die moderne Tektonik eingeführt war.

Heute können wir aber behaupten, daß hier einer der schönsten Fälle der Reliefüberschiebungen der ganzen Nordalpen vorliegt.

Durch den Abbau der die Werfener Schichten begleitenden Salzmassen sind wir über die Struktur dieser Reliefüberschiebung heute besonders gut unterrichtet.

In den letzten Jahren haben E. Seidl und L. Kober den Versuch gemacht, den Hallstätter Salzstock wieder als eine aus der Tiefe durch den Dachsteinkalk emporgedrungene Bewegungsmasse aufzufassen.

Dieser Versuch muß an der Grundformel des hier vorhandenen Lagerungsverhältnisses von Dachsteinkalk und Salzgebirge scheitern. Der Dachsteinkalk fällt von N und von S unter das Salzgebirge ein, wie das Schema Fig. 42 veranschaulichen soll. Hätte die Salzmasse von unten her die Platte des Dachsteinkalks durchbrochen, so müßte umgekehrt der Dachsteinkalk vom Salzgebirge wegfallen.

Dieses elementare Bauverhältnis läßt sich auch durch nachfolgende Störungen nur schwer mehr umkehren.

Der Hallstätter Salzstock ist nur ein Glied in jener langen Kette von Resten von Reliefüberschiebungen, welche wir heute vom Gebiete von Schneeberg und Rax bis zum Stanser Joch und Haller Salzberg erkannt haben.

Alle diese vielen kleinen und größeren Reste zeigen übereinstimmend den Einschub von Altriasmassen auf ein mehr oder minder tief eingeschnittenes altes Relief. Sie werden so für uns zu einem wichtigen Aufklärungsmittel für die alte Tektonik der Nordalpen, welche bereits lange vor dem Eingreifen des Gosaumeeres hier vorhanden gewesen ist und für alle nachfolgenden Gebirgsbewegungen von Einfluß blieb.

Wir wenden uns nun der Frage zu, ob das hier schon oft erwähnte Inselstück auch zu diesen Altriasmassen gehört oder etwa eine jüngere Schubmasse vorstellt. Wie wir im Vorhergehenden beschrieben haben, wird unsere Insel beinahe ringsum von Werfener Schichten und Altriaschollen eingesäumt. Dabei greifen die Werfener Schichten mit ihren leibeigenen Schollen nicht auf das Gebiet der niedrigen Insel über.

Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die Gesteinsmasse der Insel von den Werfener Schichten und ihren tektonischen Begleitgesteinen unterlagert wird.

Da nun andererseits die Gosauschichten der Bucht von Gams mit dem Südostrand unserer Insel verkittet sind, so liegt der Schluß sehr nahe, daß die Insel gleichzeitig mit den Altriasmassen hier eingeschoben wurde.

Während aber an den meisten Stellen nur mehr spärliche Reste dieser alten Schubmassen erhalten sind, wurde hier offenbahr infolge der tiefen Lage ein verhältnismäßig großes Stück derselben der Abtragung entzogen. Über die Richtung der Einschiebung kann wohl kaum ein Zweifel bestehen.

Es kommt nur die Richtung von S her in Betracht, wobei man nicht entscheiden kann, bis zu welchem Ausmaß hier Schwankungen gegen SO oder SW vorhanden waren.

An der Stelle, wo heute die Insel liegt, muß schon vor ihrer Einwanderung eine ausgedehnte Abtragungslücke gewesen sein.

Diese Erosionslücke, in welcher heute die Schubmasse unserer Insel liegt, dürfte vor Einlagerung der Gosasedimente sowohl gegen N als auch gegen O und W zu Fortsetzungen besessen haben.

Diese Fortsetzungen sind wohl als alte Talzüge aufzufassen.

Offenbar lief ein langer Talzug dem Nordrande des Dachsteinkalkgebietes entlang. In der Gegend der heutigen Weyrer Bögen scheint von diesem alten Längstalzug ein breiter Quertalzug gegen N zu abzweigt zu sein. Er wurde später mit mächtigen Ablagerungen des Gosaaumes verbaut.

Wie man noch heute klar erkennen kann, lag hier ein Durchbruchstal vor, das alle Querketten der Kalkalpen nördlich vom Rand der Ennstaler Alpen quer durchschnitten hat.

Dieses alte Durchbruchstal muß eine breite Furche dargestellt haben, denn das heute an seiner Stelle noch vorhandene Band der Gosauschichten ist durch Pressung und Überschiebung stark verschmälert worden. Diese Verschmälerung ist vor allem durch den Anschlag der östlich von unserer Furche befindlichen Massen der Kalkalpen bewirkt worden. Dies erklärt auch den auffallenden Befund, daß die große Gosaubucht mit ihrer Westküste durchaus eng mit dem Untergrund verankert liegt, wogegen ihre Ostküste hin und hin einen Überschiebungsrund vorstellt.

Selbst der allersüdlichste Zipfel der großen Gosauzone bildet, wie Fig. 33 lehrt, eine schmale Mulde, deren Ostrand gestört ist. Die alte Terrainausweitung, in der heute unsere Insel lagert und von der, wie gerade besprochen, die Quertalfurche nach N abzweigte, steht aber in unserem Gebiete nicht allein.

Weiter westlich befindet sich an der Nordseite der Haller Mauern eine ähnlich große alte Talweitung, die ebenfalls mit Werfener Schichten und Alptriasschollen erfüllt ist.

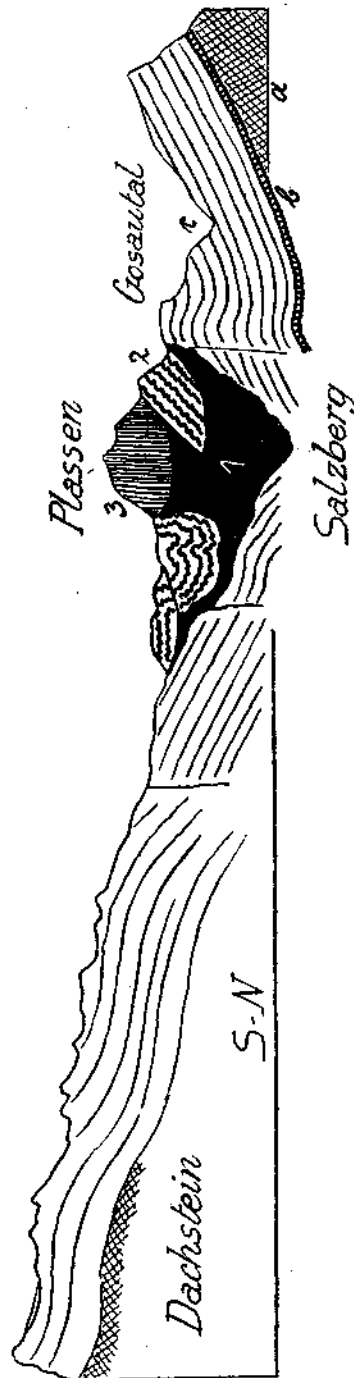


Fig. 12. Vereinfacht nach den Aufnahmen von E. Spengler. *a* = Ramsaukalk, *b* = Dachsteinkalk mit Rosten vom Juraschichten, *1* = Schubmasse von Werfener Schichten mit Salz, Haselgebirge und vielen einverleichten Schollen, *2* = Schubschollen von Trias in Hellstätter Fazies, *3* = Schubscholle von Plassamgk. Eine alte Talfurche in der Dachsteindecke wurde hier mit zellförmigen Massen (*1*) ausgefüllt, worauf dann die höheren Schubmassen (*2*) und (*3*) die Furche überschiebten konnten.

Diese benachbarte alte Talbucht wird ebenfalls im S von dem Rande des Dachsteinkalkgebietes und im N von der Fortsetzung des Maierreckzuges begrenzt. In dieser Talbucht liegen die größeren Orte Windischgarsten und Spital am Pyhrn. Zwischen der alten Talbucht an der Enns und der Bucht von Windischgarsten besteht eine geschlossene Verbindung über den Sattel der Admonter Höhe hinweg.

Ich habe bereits im Jahrbuch 1921 ein Profil durch den Sattel der Admonter Höhe veröffentlicht. Es stellt eine Verbindung zwischen dem Nordrand des Dachsteinkalkgebietes und dem Maierreckzug dar.

Ich wiederhole hier dieses Profil (Fig. 43) in Verbindung mit einem benachbarten Bergschnitte, weil sie die tektonisch wichtigen Bauverhältnisse am Nordrande des Dachsteinkalksaumes ausgezeichnet illustrieren.

Der Nordrand des Dachsteinkalkes ist hier weniger tief erodiert als am östlich benachbarten Kleinen Buchstein. Er trägt daher auch noch Liaskalke und Fleckenmergel.

Nördlich von diesen zum Teil mehrfach geschuppten Schollen, die an den Aufbau der Looskögel erinnern, folgt dann eine Zone von Werfener Schichten.

Die Werfener Schichten zeigen z. B. im Bereiche der inneren Laussa eine recht bunte Zusammensetzung. Als die ältesten Anteile treten feste Quarzsandsteine auf, darüber folgen Tonschiefer und Hasegebirge mit Rauhawacken und dunklen Triaskalken.

Etwa $1\frac{1}{2}$ km südöstlich von dem Jagdhaus Gjatapen und zirka $\frac{1}{3}$ km westlich von der Hollinger Alpe traf ich auf Werfener Boden in einer Höhe von etwa 950 m auf eine Menge von eckigen Stücken eines dunkelgrünen Eruptivgesteines, dessen petrographische Untersuchung Herr Dr. H. P. Cornelius ausgeführt hat. Ich danke ihm herzlich für diese freundliche Mithilfe und lasse hier gleich seinen Befund folgen.

„Das mittelkörnige, vollkommen massige Gestein läßt im Schliff typische Gabbrostruktur erkennen: dünnförmige Plagioklase sind mit mehr oder minder idiomorpher Begrenzung eingewachsen in ein basisches Mineral, das leider nur in restlos umgewandeltem Zustande vorliegt, so daß eine Entscheidung, ob Pyroxen oder Hornblende, nicht mehr möglich ist. Nebengemengteile: Ilmenit reichlich, z. T. in Gestalt von bizarren Kristallskeletten; Apatit in langen Nadeln ebenfalls reichlich. Interessant sind die Umwandlungsvorgänge: Der dunkle Gemengteil ist zum größten Teil als Uralitpseudomorphose erhalten, meist umrandet von eigenartigen Alkalihornblenden: a gelblich, b schmutzigblau, c lila; $b > c > a$; $b:c =$ zirka 6° , $c = b$; sehr schwache Doppelbrechung, starke Dispersionsfarben; gelegentlich zonarstruiert mit braunen Kernen: a blaßbräunlich, b lichtbraun, c grünlichgelb; geringe Auslöschungsschiefe c:c. Die blaue Varietät kann ihren optischen Eigenschaften nach als Crossit bezeichnet werden. Mitten in den Uralitpseudomorphosen ist öfters Epidot angesiedelt. Zuweilen finden sich auch wirrblättrige Chloritpseudomorphosen, ebenfalls umkränzt von Crossit. — Der Plagioklas zeigt die übliche Entmischung, unter Ausscheidung von Epidot, der stellenweise in größeren Kristallen konzentriert ist. Der Ilmenit geht z. T. in Titanit über. — Anzeichen von Durchbewegung

sind in den untersuchten Schichten nicht vorhanden; die Struktur ist trotz der starken Umwandlung unbeeinflusst.

Das Gestein ist als Gabbro zu bezeichnen. Es erinnert einigermaßen an den Gabbro von der Rotsohlshneid am Nordrand der steirischen

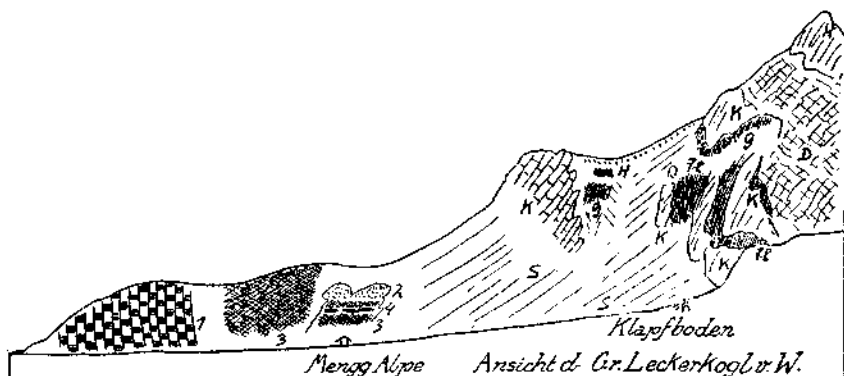


Fig. 43a. 1 = Quarzitbänke der unteren Werfener Schichten. 3 = Grüns, rote Werfener Schichten mit Haselgebirge. 4 = Dunkle Triaskalke. D = Dachsteindolomit. K = Dachsteinkalk. Fl = Fleckenmergel. H = Masse von schwärzlichen und grünlichen Hornsteinen. G = Gosausandsteine mit Phyllitstückchen. S = Schutthalden.

Grauwackenzone¹⁾; von Übereinstimmung mit diesem kann jedoch nicht gesprochen werden, schon deshalb, weil sich im vorliegenden Fall die primäre Natur des dunklen Gemengteils nicht mehr ermitteln läßt. Auch besteht in der Umwandlung, bei im ganzen durchaus parallelem

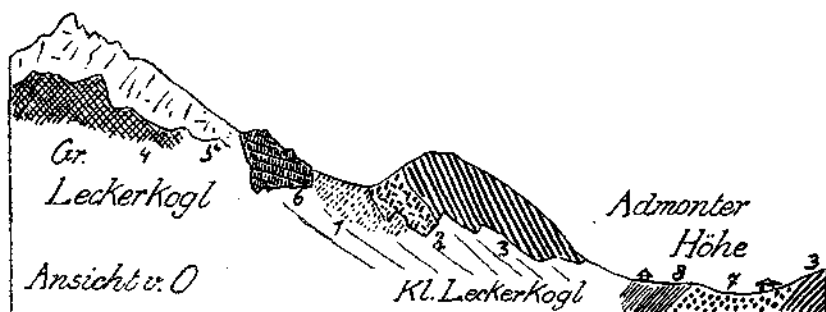


Fig. 43b. 1 = Werfener Schichten. 2 = Rauhwacken. 3 = Gutensteiner Kalke. 4 = Dachsteindolomit. 5 = Dachsteinkalk. 6 = Dickschichtiger, blaßbräunlicher Liaskalk. — Gosauschichten: 7 = Konglomerate und Breccien. 8 = Sandsteine und Mergel.

Verlauf beiderseits, ein Unterschied in dem Auftreten der Alkalihornblende, woraus vielleicht auf primär größeren Alkaligehalt des Gesteins von Oberlaussa geschlossen werden kann.*

Nördlich von diesem Fundplatz erhebt sich ein Rücken von gelbgrauer Rauhwacke, der an seiner Nordseite von Sandsteinen und Konglomeraten der Gosauschichten mit exotischen Geröllen eingesäumt wird.

¹⁾ Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1930, S. 149.

Es wäre nun nicht ausgeschlossen, daß die Bruchstücke von Gabbro nur Trümmer eines größeren exotischen Blockes aus zerstörten Gosauschichten vorstellen. Ich konnte aber hier in den Gosauschichten nirgends größere Blöcke beobachten.

Viel wahrscheinlicher ist es aber, daß es sich um eine kleine zerfallene Gabbroscholle handelt, welche hier tektonisch den Werfener Schichten eingeschuppt liegt.

Leider verhindert die dichte Bewaldung einen genaueren Einblick.

Die gewaltige Triasmauer des Maiereckzuges ist im Bereiche der Admonter Höhe kräftig gegen N zu überkippt.

Die Gosauschichten schmiegen sich nun, wie Fig. 43 ausführt, konkordant den Gutensteiner Kalken an, u. zw. mit bunten Konglomeratlagen.

Diese Lagerungsverhältnisse erlauben kaum eine andere Deutung, als daß die Überkipfung des Maiereckzuges schon zur Zeit der Anlagerung der Gosauschichten vorhanden war. Ja, sie muß damals noch viel stärker ausgebildet gewesen sein als heute.

Versuchen wir die Gosauschichten in ihre horizontale Lage zurückzudrehen, so müssen wir dazu die Überkipfung ihrer Grundlage noch wesentlich verstärken.

Die Konglomerate der Gosau haben sich hier auf Gutensteiner Kalken abgelagert, welche dazu viel stärker überkippt gewesen sein müssen, als sie heute sind.

Ich habe im Jahrbuch 1930 einen ähnlichen Fall aus dem Gebiete der Eisenspitze am Südrande der Lechtaler Alpen beschrieben.

Während aber an der Eisenspitze die Auflagerung der Gosauschichten ganz prachtvoll klar erschlossen ist und jeden Zweifel ausschließt, sind die Aufschlüsse an der Admonter Höhe leider nicht so gut. Es wäre hier immerhin auch möglich, daß die Gosauschichten erst später an den Südhang des Maierecks herangepreßt wurden.

Die Überkipfung des Triaskalkzuges des Maierecks ist aber keineswegs etwa eine lokal begrenzte Erscheinung.

Sie beherrscht im Gegenteil nicht nur den Maiereckzug, sondern auch den Gamssteinzug.

Bei der großen streichenden Ausdehnung der Überkipfung scheint ein Versuch zu ihrer tektonischen Begründung wohl der Mühe wert zu sein.

Die Überkipfung des Gamsstein—Maiereckzuges kann auf zwei sehr verschiedene Arten entstanden sein.

Sie könnte zunächst nur den Erosionsrest einer überkippten Falte vorstellen.

Für diese Deutung, lassen sich in der Natur keine weiteren Belege mehr auffinden, da südlich von diesem großen Zug keine anderen Teile einer Faltenfortsetzung mehr vorhanden sind.

Man müßte sich also bei dieser Annahme mit der bescheidenen Andeutung eines überkippten Gewölbes begnügen, für dessen Hauptbau weder weitere Beweisstücke noch auch der entsprechende Raum vorhanden sind.

Die andere Deutung ergibt sich aus der Annahme, daß hier der Südrand einer Schubmasse vorliegt, welcher durch den An- oder Aufschub einer höheren folgenden Schubmasse etwas in der Bewegungsrichtung umgestülpt wurde.

Diese Deutung hat den Vorzug, daß alle dafür nötigen Bauelemente auch heute noch vorhanden sind.

Wir kommen also zu der Einsicht, daß der Gamsstein—Maierckzug den Südrand einer alten Schubmasse vorstellt.

Der zweite Teil der Annahme verlangt das Vorhandensein einer höheren Schubmasse, welche bei ihrem Vordringen zumindest noch den Südrand der Gamsstein—Maierck-Schubmasse erreicht und umgestülpt hat.

Eine solche Schubmasse ist hier in der Form der Altriasmassen sowie auch in der unserer Insel vorhanden.

Wenn wir heute in dem hier betrachteten Gebirgsraum auch nirgends mehr Schubschollen von Altrias auf den Höhen des Gamsstein—Maierckzuges beobachten können, so haben wir auch heute noch weithin die Anpressung von Werfener Schichten samt ihren Schollen erhalten.

Ein geringer Betrag der Erosion ist daher ausreichend, um die früher sicher einmal vorhandene Auflagerung zu zerstören.

Wir können also als Ergebnis dieser Überlegung festhalten, daß der Gamsstein—Maierckzug den Südrand einer alten Schubmasse vorstellt, welcher noch von einer folgenden höheren Schubmasse später umgestülpt worden ist.

Damit sind wir zu dem Ergebnis gekommen, daß auch die erste in unserem Gebiete noch erkennbare Gebirgsbildung wahrscheinlich in der Anhäufung von Schubmassen bestanden hat.

Für diese Schubmassen war die Bewegungsrichtung wahrscheinlich von S gegen N orientiert.

Dieselbe Richtung scheint auch den späteren Einschub der Altriasmassen und unserer Insel beherrscht zu haben.

Wir wenden uns nun den jüngeren Bewegungen zu, deren Spuren sich bereits in den eingesedimentierten Gosauschichten abgebildet und aufbewahrt haben.

Das Südende der Weyrer Bögen ist für eine solche Untersuchung sehr geeignet, weil sich hier in weiter Verbreitung noch Ablagerungen der Gosauschichten erhalten haben.

Fast alle Bauelemente der Weyrer Bögen kommen mit Gosauschichten in Berührung.

Wenn man nun die Bewegungsverhältnisse der Gosauschichten genauer betrachtet, so kommt man zu dem Ergebnis, daß die Gosauschichten im wesentlichen die Verbiegung der Weyrer Bögen mitgemacht haben.

In dem Schema Fig. 44 ist dieser Befund übersichtlich zum Ausdruck gebracht.

Die Gosauschichten machen also die Hauptzüge der hier vorliegenden Verbiegungen getreulich mit und beweisen dadurch, daß die Weyrer Bögen erst in nachgosauischer Zeit ihre heutige Formung bekommen haben. Diese Formung ist, wie Fig. 44 darlegt, eine recht eigenartige.

Die Hauptzüge derselben sind etwa folgende:

Mit Ausnahme des südlichsten Bauelements sind alle anderen schon vor der Verbiegung durch die Erosion zerschnitten gewesen.

Infolge dieser Zerschneidung war es denn auch unmöglich, die getrennten Teile gleichmäßig und einheitlich zu verbiegen. Die einzelnen Bogenstücke zeigen daher kein richtiges Zusammenspielen.

Es ist nirgends eine geschlossene Umbiegung vorhanden. Die Bogenelemente der rechten Seite passen nur so ungefähr zu den Bogenelementen der linken Seite. Das verbindende Bugstück ist eben nicht vorhanden.

Dieses Nichtzusammenpassen der einzelnen Bogenhälften tritt auf dem Schema von Fig. 44 recht deutlich hervor.

Gleichzeitig macht sich aber noch eine weitere Störung des Bewegungsbildes der Weyrer Bögen bemerkbar. Es ist dies die Einschaltung des Fremdkörpers unserer Insel.

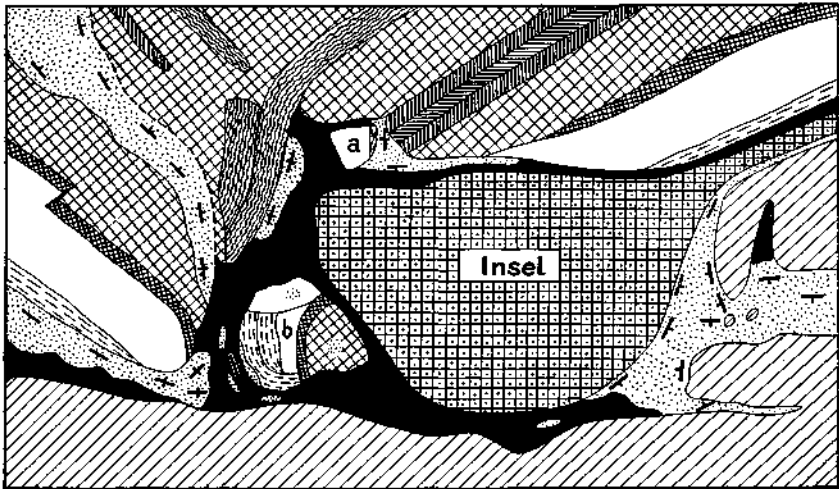


Fig. 44. In dieser Figur sind die Gosauschichten mit ihrem Streichen und Fallen eingetragen. Man erkennt sofort den großen Anteil der nachgosauischen Bewegungen. Gebiete der Gosauschichten = fein punktiert.

Sie ist offensichtlich die Ursache für eine starke seitliche Verzerrung des ganzen südlichsten Teiles der Weyrer Bögen.

Während die nördlicheren Bogenteile ihre Bugstelle in der Gegend von Altenmarkt-St. Gallen besitzen, umgreift der Nordrand des Dachsteinkalkgebietes unsere Insel und vollzieht seine Abbiegung erst in der Gegend von Lainbach-Landl.

Die Einschaltung der Schubmasse der Insel ist also die Ursache für eine so bedeutende Verlegung der Knickstelle gewesen.

Wie man ebenfalls aus der Struktur der eingeschalteten Gosauschichten ablesen kann, hat dabei ein starker Schub aus der Richtung von O gegen W mitgewirkt.

Man wird nun mit Recht fragen, ob wir uns hier wirklich am Südeude der Weyrer Bögen befinden oder ob sich vielleicht weiter südlich noch dazugehörige Verbiegungen erkennen lassen.

Das letztere muß nach den neuesten Erfahrungen bejaht werden.

Begibt man sich vom Ennsdurchbruch bei Hieflau an den Südrand der Ennstaler Alpen im Gebiet von Radmer, so erkennt man hier an der Ostseite des Lugauers eine mächtige Störung, welche ich im Jahrbuch 1927 beschrieben und abgebildet habe.

Der kühne Gipfel des Lugauers besteht aus steil aufgerichteten Dachsteinkalken, welche aber nicht ostwestlich streichen, sondern scharf gegen NO zu umgebogen sind. Seine östliche Fortsetzung kann daher nicht die benachbarte Kaiserschildgruppe bilden.

Tatsächlich hat auch meine Aufnahme dieser Gruppe im Jahre 1926 zu der Einsicht geführt, daß diese Berge nicht, wie die Handschriftkarte von A. Bittner angibt, aus Dachsteinkalk, sondern aus Wettersteinkalk und Dolomit bestehen.

Zu derselben Auffassung war auch E. Spengler bei der Aufnahme von Blatt „Eisenerz—Wildalpen“ gekommen.

Wir haben also hier einerseits eine starke Abbiegung im Streichen des Lugauers, anderseits östlich von diesem eine kräftige Aufwölbung und Höherschaltung von älteren Triasgesteinen.

Einen weiteren Einblick in die hier vorliegenden Querstrukturen haben dann die schönen Untersuchungen von G. Hiebleitner in der unmittelbar südlich anschließenden Grauwackenzone eröffnet.

Hiebleitner hat hier durch seine sorgfältigen Aufnahmen eine prächtige Querfaltung enthüllt, die ihren stärksten Ausdruck in der von ihm getauften „Radmer-Störung“ findet.

Diese Radmer-Störung stellt eine mächtige, von O gegen W zu überschlagene Falte vor, welche nordsüdlich streicht und genau in die Störungslücke zwischen dem Lugauer im W und der Kaiserschildgruppe im O hineinzielt. Dieses Zusammenklingen im Bau der Kalkalpen und der benachbarten Grauwackenzone kann man wohl nicht für einen bloßen Zufall halten.

Hiebleitner hat in diesem Jahrbuch 1931 die Meinung zum Ausdruck gebracht, daß es sich bei der Radmer-Störung wahrscheinlich um eine vortriadische Faltung handelt.

Damit wäre die Querfaltung der Radmerstörung soviel älter als die Querschiebung der Weyrer Bögen, daß an keinen Zusammenhang zu denken wäre.

Die Beweisführung Hiebleitners scheint mir aber die Möglichkeit eines nachgosauischen Alters der Radmer-Störung nicht auszuschließen.

Nach Hiebleitner findet sich das Bewegungsbild des Paläozoikums in keiner Weise in jenem der Trias auch nur annähernd abgebildet.

Ich glaube, daß man das nicht behaupten kann. Ebenso kann ich nicht zustimmen, wenn er meint, daß der Dachsteinkalk des Lugauers 1000 m höher liege als der Wettersteinkalk und Dolomit des Kaiserschild.

Der Gipfel des Lugauers (2205 m) besteht aus steil aufgerichteten Dachsteinkalken, der höchste Gipfel der Kaiserschildgruppe, der Hochkogel (2106 m) dagegen aus flach gelagertem Wettersteindolomit.

Denkt man sich hier auf den schon ziemlich tief abgetragenen Wettersteindolomit der Kaiserschildgruppe noch den fehlenden Dachsteindolomit und -kalk ergänzt, so kommt man im Gegenteil zum Ergebnis, daß der Dachsteinkalk des Lugauers viel tiefer liegt, als eine normale Dachsteinkalkserie auf dem Kaiserschild zu liegen käme.

Die Kaiserschildgruppe stellt also gegenüber dem Lugauer eine stark gehobene Scholle vor. Ich habe dies auch schon im Jahrbuch 1927 auf S. 156 ausdrücklich festgestellt.

Wenn man nun die Karte von Radmer in der Arbeit von Hießleitner in diesem Jahrbuch betrachtet, so sieht man, daß sich das Querstreichen, welches die Radmer-Störung begleitet, auch noch nördlich von Radmer an der Stube fortsetzt und hier in den Sattel zwischen Lugauer und Stanglkogel hineindringt.

Das Querstreichen der paläozoischen Schichten und der Werfener Schichten paßt sich also mit anderen Worten dem scharfen Umschwenken der Dachsteinkalkbänke des Lugauers an.

Die hohe Aufpressung der Werfener Schichten zwischen Lugauer und Stanglkogel kann man ohne Schwierigkeiten als den Scheitel einer Querfalte auffassen.

Es liegt dann sehr nahe, diesen Quersattel mit der Querfalte der Radmer-Störung in Verbindung zu bringen.

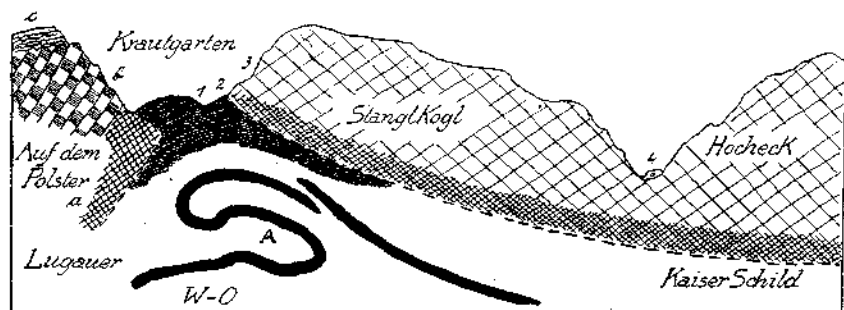


Fig. 45. *a* = Dolomit, *b* = Dachsteinkalk, *c* = Juraschichten des Lugauers. 1 = Werfener Schichten mit Gips und Haselgebirge, 2 = dunkelgrauer Dolomit, 3 = Wettersteinkalk und Dolomit der Kaiserschildgruppe. *A* = Liegendfalte der Radmer-Störung nach Hießleitner. Diese Falte zeigt deutlich den Anschub der Kaiserschildgruppe gegen den Lugauer.

So würde, wie das Schema Fig. 45 andeutet, die Radmer-Störung eine ganz gute Abbildung auch noch im Bereiche der Kalkalpen besitzen.

Natürlich ist die Querfalte innerhalb der mächtigen und schwerfälligen Kalk- und Dolomitmassen viel steifer und uneleganter ausgebildet.

Hießleitner leitet die Entstehung der liegenden Falte der Radmerstörung von einer vertikal aufgerichteten Ausgangsfalte ab, die dann später erst gegen W zu umgelegt wurde.

Da die liegende Falte aber zur Zeit ihrer Entstehung und Weiterbildung höchstwahrscheinlich noch unter der schweren Decke der Kalkalpen begraben lag, ist diese Ableitung kaum möglich.

Die Querfalte der Radmerstörung ist leichter verständlich, wenn sie von Anfang an eine Liegfalte gewesen ist, wie sie sich auch unter schwerer Belastung noch zu bilden vermag.

Als Ergebnis dieser Überlegungen möchte ich feststellen, daß doch zwischen der Radmerstörung und der Störung zwischen Lugauer und Kaiserschildgruppe eine enge Beziehung besteht. Die Radmerstörung bildet die hier die ganzen Nordalpen durchdringende Querstruktur der Weyrer Bögen noch im Untergrund der Grauwackenzone ab.

Sie ist daher für die Auflösung des Bewegungsbildes der Weyrer Bögen von hohem Wert und Interesse.

Der Rand des Lugauners weicht am Haselkogel oberhalb von Radmer an der Hasel aus der Ostwestrichtung ab und kehrt östlich von der Mündung des Radmerbaches in den Erzbach wieder in die Ostwestrichtung zurück.

Die Abknickung erreicht also, gemessen in der Nordsüdrichtung, einen Betrag von zirka 7 km. Es ist dies zugleich auch die Breite der kleinen Kaiserschildgruppe, welche ja in den durch die Abbiegung freigegebenen Raum eintritt. Auch die Abbiegung an der Nordseite der Ennstaler Alpen in der Strecke Lainbach—Gams—Eschau ist ungefähr von derselben Größenordnung.

Es erscheint also hier der ganze Streifen der Ennstaler Alpen stark abgeknickt. Er findet seine Fortsetzung über Stangkogel—Göstlinger Alpen zum Dürrenstein und Ötscher. Die Ennstaler Alpen stellen also nach der Einteilung von L. Kober die Fortsetzung der Ötscherdecke dar. Sie gehören also noch zu den voralpinen Decken. Die Kaiserschildgruppe steht aber nach den Aufnahmen von E. Spengler mit Hochschwab—Veitsch—Schneealpe—Rax—Schneeberg in Verkettung. Diese Einheiten gehören nach Kober zur hochalpinen Decke.

In meiner Arbeit über den Bau der Ennstaler Alpen im Jahrbuch 1921 war ich noch der Meinung, daß im Gebiete der Ennstaler Alpen die Trennung von voralpiner und hochalpinen Decke ihre Bedeutung verloren habe und man die Ennstaler Alpen nach Belieben als voralpin oder hochalpin bezeichnen könne.

Dies ist jedoch nicht richtig. Die Ennstaler Alpen sind im Sinne Kobers wirklich voralpin und die Kaiserschildgruppe ist hochalpin.

Zwischen der voralpinen und der hochalpinen Decke liegt auch hier eine bedeutende Störung. Eine Aufschiebung der hochalpinen Decke auf die voralpine hat aber hier entweder gar nicht oder nur in unbedeutendem Maße stattgefunden. Man kann wohl nur von einem Anschub oder von einer Anpressung der hochalpinen Decke an die voralpine reden.

Die Feststellung, daß die Radmerstörung gerade in die Fuge zwischen voralpiner und hochalpinen Decke hineinzählt, verdient jedenfalls unser tektonisches Interesse.

Wir sind zu dem Ergebnis gelangt, daß die Querstruktur der Weyrer Bögen nicht nur die volle Breite der nördlichen Kalkalpen durchdringt, sondern auch noch im Untergrund der Grauwackenzone bemerkbar bleibt.

Die von G. Hiebleitner entdeckten Querstrukturen in der Grauwackenzone von Radmer ordnen sich so auch in dieses mächtige Bewegungsgebilde ein.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die Hauptzüge dieser Querstruktur erst nach Ablagerung der Gosauschichten entstanden sind.

Beweisen kann man diese Behauptung nur für den mittleren und nördlichen Teil der Bögen. Im südlichen Teil fehlen leider zu einer Zeitbestimmung brauchbare Gosauschichten. Dafür bieten hier die Tertiärablagerungen von Hieflau ihre Mithilfe an.

Dieselben lagern auf dem Dachsteinkalkrand des Lugauer gerade dort, wo die große Abknickung wieder ins O-W-Streichen übergeht. Ich habe diese Ablagerungen im Jahre 1926 untersucht und im Jahrbuch 1927 genauer beschrieben. Dieselben zeigen eine dem Dachsteinkalkrand parallele leichte Muldenfaltung von ostwestlichem Streichen.

A. Winkler hat sich ebenfalls mit diesen Ablagerungen beschäftigt und für sie ein altmiozänes Alter wahrscheinlich gemacht. Dies hätte also zu bedeuten, daß auch noch in tertiärer Zeit an diesem Dachsteinkalkrand faltende Bewegungen stattgefunden haben.

Wahrscheinlich sind sie aber zu unbedeutend gewesen, um die machtvollen Umriss der Weyrer Bögen zu verzerren.

Wir haben gesehen, daß die Querstrukturen der Weyrer Bögen nicht nur die ganzen nördlichen Kalkalpen durchsetzen, sondern auch noch innerhalb der Grauwackenzone zuordenbare Spuren hinterlassen haben.

Es liegt nun sehr nahe, noch weiter südlich im Alpenkörper nach allenfalls dazugehörigen Querstrukturen zu suchen.

Solche Strukturen sind hier auch in der Tat vorhanden, und zwar in teilweise recht auffallenden Formen.

Diese Strukturen sind auch bereits vor längerer Zeit schon von den dort arbeitenden Geologen beachtet worden.

Heritsch, Spitz, Kieslinger, Winkler haben sich insbesondere mehrfach mit der tektonischen Verbindbarkeit dieser Formen abgegeben.

Die Betrachtung der Übersichtskarte von Kieslinger im Jahrbuch 1928 zeigt eine ganze Reihe von Quer- und Schrägstrukturen, welche sich hier zu der schon lange bekannten Lavantaler Störungszone zusammenfügen.

Vereinigt man die Weyrer Bögen mit dieser Querstörungszone, so erhält man eine Querstruktur im Bau der Ostalpen von gigantischen Ausmaßen.

A. Kieslinger hat sich in der letzten Zeit ausführlicher mit dem tektonischen Problem der Lavantaler Störungszone beschäftigt.

Es ist sein Verdienst, auf die große Mannigfaltigkeit und Gegensätzlichkeit der Störungen hingewiesen zu haben, welche hier zu einem fast die ganzen Ostalpen durchlaufenden Bande vereinigt erscheinen.

Kieslinger schreibt im Jahrbuch 1928: „Versuchen wir die Störungen in dem beschriebenen Geländestreifen einem der vorhandenen Begriffe unterzuordnen, so stoßen wir auf unüberwindliche Schwierigkeiten. In den verschiedenen Teilen sind alle Möglichkeiten einer Störung überhaupt verwirklicht . . . Wir haben eine durchgreifende Vertikaltektonik über den ganzen besprochenen Bereich hin, eine flache Horizontaltektonik in den südlichen Teilen . . .“

So komme ich zu der Vorstellung, daß dieser Streifen eine wohl sehr alte Schwächezone in den Alpen vorstellt.“

Kieslinger glaubt endlich bei seinem regionalen Ausblick eine Einordnung der Lavantaler Störungszone in das System der periadriatischen Bruchlinien zu erkennen. Nach meiner Einsicht weicht die Richtung der Lavantaler Störungszone aber zu stark von einer Umrandungskurve der Adria ab.

Die Vereinigung mit den Weyrer Bögen schließt natürlich einen solchen Zusammenhang völlig aus.

Ich will nun im Folgenden auf einem anderen neuen Wege eine Erklärung für die Mechanik dieser merkwürdigen Querstruktur im Leibe der Ostalpen zu geben versuchen. Dieser Versuch geht von der Erkenntnis aus, daß es sich hier bestimmt nicht um das Auftreten einer einheitlichen Bewegungsbahn handeln kann.

Vielmehr sehen wir eine Aneinanderfügung von verschiedenartigen Störungen vor uns, welche hier aus der Gegend von Weyer bis an den Südrand des Bachergebirges reichen.

Diese Aneinanderreihung umfaßt im N und im S flachere Bewegungsformen, in der Mitte im Kristallin dagegen steilstehende.

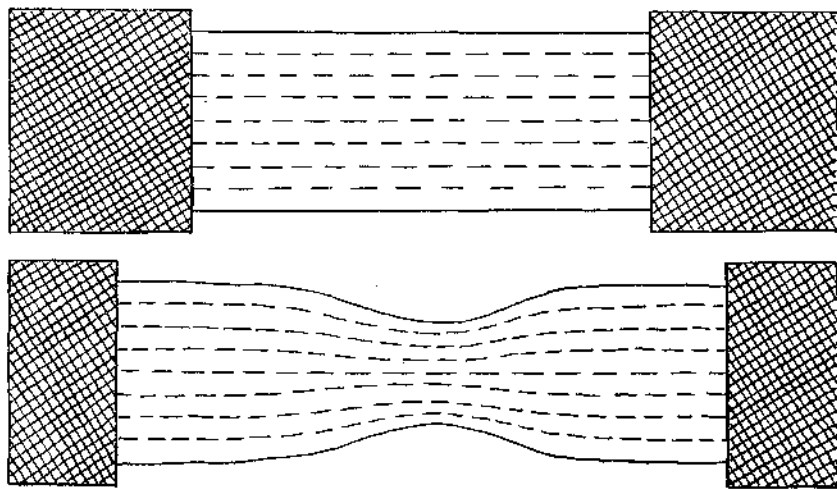


Fig. 46. Schema des Zugversuches mit Einschnürung des gestreckten Bandes.

Außerdem sind die Einknickungen im Streichen der hier zusammenstoßenden rechts- und linksseitigen Bauelemente im nördlichen Abschnitt gegen S und im südlichen gegen N zu gerichtet.

In die Einknickungen sind dabei ganz verschiedene alte und auch ganz verschieden zusammengesetzte Bauelemente einbezogen.

Im großen und ganzen ist diese Zone von Querstrukturen hin und hin zugleich als eine Depression ausgebildet.

Bei der Auflösung der Mechanik dieser Bewegungsformen gehe ich nun vom Vergleich mit dem Zugexperiment aus.

Wenn wir einen breiten Streifen einer entsprechend starken Zerrung unterwerfen, so bildet sich an einer von Anfang an schwächeren Stelle eine Einschnürung aus, die bei weiterem Zug immer stärker wird und endlich zum Zerreißen führt.

Fig. 46 legt im Schema diesen Vorgang der Einschnürung beim Zugversuch in schematischen Umrissen vor.

Die Einschnürung macht sich natürlich bei einem Stab von rundem Querschnitt ringsum gleich bemerkbar.

Wenn wir aber statt eines Stabes von rundem Querschnitt einen relativ dünnen, aber breiten Streifen der Zerrung unterwerfen, so wirkt sich die Einschnürung an dem langen Querschnitt bei gleicher Schrumpfung viel ausgiebiger aus — Fig. 47.

Das heißt mit anderen Worten, bei einem breiten Streifen entsteht an den beiden Schmalseiten eine weit kräftigere Einschnürung als an den beiden Breitseiten.

Wenn wir nun diese Erfahrung auf unser geologisches Gebiet zu übertragen versuchen, so führt uns dies zu folgender Deutung:

Die Zone der Querstrukturen zwischen Weyer und Bachergebirge würde also die Zone der Einschnürung vorstellen, welche durch eine ostwestliche Zerrung des Streifens der Ostalpen hervorgerufen wurde.

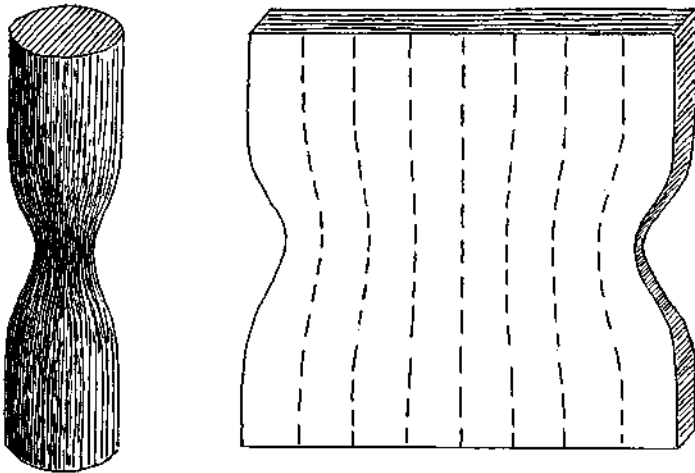


Fig. 47. Schema von Zugeinschnürungen bei einem Stab mit rundem Querschnitt und bei einem breiten Bande.

Diese Einschnürung gibt sich einerseits als eine Depression, anderseits an beiden Rändern als eine Einknickung zu erkennen.

Diese Einknickung muß am Nordrande gegen S, am Südrande gegen N gerichtet sein.

In der Mitte müssen diese seitlichen Einknickungen verschwinden und vertikalen Platz machen.

Als eine Folge dieser Einschnürung der Ostalpen ist auch die breite Depression zu bezeichnen, in welche dann der Kreidefjord des Gosau-meeres bei Weyer so tief in die Kalkalpen eingedrungen ist.

Diese Annahme einer Abschnürung der Ostalpen infolge einer ost-westlichen Zerrung vermag aber nur einen Teil der hier vorliegenden Bewegungsformen zu erklären.

Die Wirkung der Einschnürung als Ausdruck für eine Zerrung großen Stiles scheint später durch eine entgegengesetzte Großbewegung, nämlich durch eine Zusammenschiebung im Streichen, wieder größtenteils aufgehoben worden zu sein.

Durch diese Zusammenpressung wurden die flachen Streichungsknickungen der Zerrung aber viel schärfer betont.

Das ist besonders im Gebiet der Weyrer Bögen sehr schön ausgebildet.

Die durch die Einschnürung nur leicht nach S eingebogenen Bauelemente der Nordalpen werden durch den nachfolgenden Zusammenschub im Streichen nun viel schärfer und spitzwinkelig abgknickt. Diese Abknickung geht stellenweise bis zu einer nordsüdlichen Streichstellung.

Im großen und ganzen wird durch diese nachfolgende Zusammenpressung die breitangelegte Zerrungszone wieder wesentlich verschmälert.

Diese Verschmälerung wird z. T. sogar durch Überschiebungen bewirkt.

In dem hier in aller Kürze vorgelegten neuen Erklärungsversuch der Weyrer Bögen und der Lavantaler Störungszone wird eine mächtige Zerrungsphase mit einer nachfolgenden Pressungsphase gekuppelt.

Auf diese Weise wird es möglich, die große Verschiedenartigkeit der hier auftretenden Bewegungsformen zu umspannen.

Gleichzeitig wird damit auch ein weiter zeitlicher Rahmen für die Entwicklung gewonnen.

Es erhebt sich nun die Frage, wie eben die zu dieser Erklärung notwendigen Zug- und Pressungswirkungen zustande gekommen sein können, die jeweils im Streichen des Alpenkörpers verliefen.

Wenn man die Alpen als ein Gesteinsband betrachtet, welches auf einer beweglichen Unterlage ruht, so ist es unschwer möglich, sowohl Zerrungen als auch Pressungen durch Bewegungen des Untergrundes in diesem Bande zu bewirken. Durch ein Abströmen von Massen können z. B. in dem darüber lagernden Bande Zerrungen hervorgerufen werden, durch ein Zuströmen aber Pressungen.

Wir befinden uns nun mit der Querstrukturzone Weyer—Bachergebirge schon dem Abbruch der Ostalpen gegen die ungarische Senkungszone ziemlich nahe.

Es ist ganz gut möglich, daß unsere Zerrungszone mit den Auflockerungen und Senkungen des ungarischen Beckens in einer nahen Beziehung steht.

Wir kämen also dazu, unsere Zerrungszone nicht mit der Senkung der Adria, wohl aber mit jener des ungarischen Beckens in Verbindung zu bringen.

Wahrscheinlich spielen übrigens Zerrungen innerhalb der Ostalpen eine weit größere Rolle, als ihnen derzeit zugemessen wird.

Ihre Funktion wird eben durch nachfolgende Pressungen vielfach ganz in den Hintergrund gedrängt.

Für das Auftreten solcher Pressungen im Gebirgstreichen vermag ich derzeit keine weitere Erklärung zu geben.

Zusammenfassung.

Die vorliegende Arbeit bringt zunächst eine Reihe von Beobachtungen aus dem südlichen Teil der Weyrer Bögen.

Dieselben stammen größtenteils aus dem Bergraum, welcher auf dem Kartenblatt „Admont-Hieflau“ der Spezialkarte 1:75.000 zur Darstellung kommt.

Im Laufe der Feldaufnahmen hat sich hier eine bisher unbekannte Schubmasse abgrenzen lassen, welche die Enns zwischen Lainbach und Weißenbach diagonal durchschneidet.

Diese Schubmasse wird ringsum von einem Saum von Werfener Schichten umgürtet, welcher neben Haselgebirge, Salz und Gips auch viele Schollen von Triaskalken, seltener auch solche von Grauwackengesteinen wie Magnesit und Gabbro enthält.

Der geologischen Darstellung dieser Gürtelzone sind viele Profile und ein großer Teil der Beschreibungen gewidmet. Die Gürtelzone selbst gehört ins Liegende unserer zentralen Schubmasse hinein und stellt für sich wieder die Reste einer alten und weitausgedehnten Schubmasse vor.

Für diese alte Schubmasse aus Werfener Schichten und ihnen einverleibten Schubschollen können nun in verschiedenen Profilen genauere Angaben gewonnen werden. Die eben erwähnten Schubmassen aus Altrias lagern vielfach einem bereits tief eingeschnittenen Relief ihres Untergrundes auf. Die hier nachweisbaren Erosionseinschnitte greifen bis in den Ramsaudolomit der Ennstaler Alpen hinab.

Es hat also jedenfalls schon vor dem Einschub dieser Schubmassen aus Altrias hier eine beträchtliche Gebirgsbildung mit kräftiger nachfolgender Erosion stattgefunden.

Diese erste hier erkennbare Gebirgsbildung ist ebenfalls mit Hilfe von herbeigetragenen Schubmassen vollzogen worden.

Es läßt sich wahrscheinlich machen, daß die Schubmassen aus Altrias die Erosionsränder solcher älterer Schubmassen teilweise bei ihrer Auffahrt gegen N zu umgestülpt haben.

Die großartige Überkipfung des Gamsseins—Maierckzuges wird hier in diesem Sinne mechanisch gedeutet.

Die Schubmasse aus Altrias ist nach ihrem Einschub offenbar ebenfalls wieder das Opfer einer Erosionsperiode geworden, aus der sie in völlig zerstückeltem, aufgelöstem Zustand hervorging.

Nun kam die Senkung und damit die Überflutung durch das eindringende Gosaumeer.

Aus dieser Zeit stammen mächtige und vielfach recht eigenartige Sedimente, die uns gar manches zu erzählen haben.

Größtenteils bestehen diese Sedimente aus den Abtragungsprodukten der Umgebung, es fehlt aber keineswegs darin auch an Material, das aus der Ferne herbeigeschleppt wurde.

Weitverbreitet gibt sich z. B. meist in kleinen Stückchen der Einschluß von Phyllit zu erkennen. Daneben treten aber auch bunte, harte, exotische Gerölle auf.

An einer Stelle wurde ein gerollter Bimsstein aufgefunden, der aber möglicherweise auch durch Menschenhand verschleppt sein kann.

Mehrfach sind den Gosauschichten auch bescheidene Kohlenflöze eingeschaltet, die in der Umgebung von Gams auch fossiles Harz als Bernstein enthalten.

An der Basis treten auch Einschaltungen von Bauxit auf.

Die Gosauschichten spielen hier für die Entzifferung des Bewegungsbildes der Weyrer Bögen eine sehr wichtige Rolle.

Sie zeigen uns an, daß ein großer Teil der Verbiegungen und Zusammenschübe hier erst nach Ablagerung der Gosauschichten ausgeführt wurde.

Die Bogenstücke, welche im Gebiete des nördlicheren Kartenblattes „Weyer“ noch getrennt einander gegenüberliegen, nähern sich im Bereiche von Blatt „Admont-Hieflau“.

Ein wirkliches Zusammentreffen findet dabei aber nur zwischen dem Oisbergzug der Ostseite und dem Hochbrandzug der Westseite statt.

Auch hier kann man aber nicht etwa von einem geschlossenen Umbiegen reden.

Es schmiegen sich nur die beiden Endstücke annähernd parallel aneinander.

Das Zusammentreffen der anderen Bogenstücke verhindert unsere zentrale Schubmasse.

Diese stört hier als Fremdkörper sowohl die regelrechte Ausbildung der Bugstellen als auch das richtige Zusammentreffen der Endstücke.

Die merkwürdigen Schollen des Zinödls und des Hainbachsteins stellen hier wahrscheinlich Reste des ehemaligen Zusammenhangs des Maierack- und Gamssteinzuges vor.

Ob dieselben schon durch den Einschub der zentralen Schubmasse aus ihrem Zusammenhang gerissen wurden oder ob dies erst später bei der Abknickung geschehen ist, läßt sich schwer entscheiden.

Jedenfalls sind beide Schollen nicht nur abgerissen, sondern auch kräftig verdreht worden.

Der breite Streifen der Ennstaler Alpen umspannt mit einer scharfen Knickung die zentrale Schubmasse an ihrer Ostseite.

Dadurch tritt die Störung in der Ausbildung der Knickstelle der Weyrer Bögen wegen der Einschaltung dieses Fremdkörpers noch auffälliger hervor.

Es entstehen so statt einer einheitlichen Knickstelle gleichsam zwei durch das Gelenk unserer zentralen Schubmasse getrennte Knickstellen.

Die Knickung der Ennstaler Alpen ist auch an ihrem Südrande deutlich zu erkennen. Sie ist hier als die Störung zwischen dem Lugauer und der Kaiserschildgruppe auffällig genug.

Durch die irrtümliche Kartierung der Kaiserschildgruppe als Dachsteinkalk von A. Bittner ist diese wichtige Störung so lange unbeachtet geblieben.

Die Querstörung der Weyrer Bögen durchsetzt also die ganze Breite der nördlichen Kalkalpen.

Sie läßt sich aber auch noch weiter südwärts verfolgen.

Die Störung zwischen Lugauer und Kaiserschildgruppe kann man unmittelbar mit der großen „Radmerstörung“ verbinden, welche heute durch die schönen Arbeiten von G. Hiebleitner aufgeklärt erscheint.

Es ist also auch noch in der Grauwackenzone von Radmer eine mächtige Querstörung in der Form einer gegen W gerichteten Liegfalte vorhanden.

Diese Liegfalte bildet zugleich auch den Anschub der Kaiserschildgruppe gegen den Lugauer ab. Geht man von der Grauwackenzone bei

Radmer noch weiter südlich, so trifft man auf die mächtige Lavanttaler Querstörung.

Diese leitet durch die Zentralalpen bis an die Südseite des Bachergebirges.

Ein Zusammenhang der Lavanttaler Querstörung mit den Weyrer Bögen ist ziemlich wahrscheinlich. Wir stehen damit vor einer Querstörung von gigantischem Ausmaß, welche das Ostende der Ostalpen von dem Hauptzug derselben abgliedert.

Diese Abgliederung ist jedoch weder ein einfacher noch auch ein gleichsinnig gerichteter mechanischer Vorgang.

Ich habe hier den Versuch gemacht, das Bewegungsbild dieser Querstörung zunächst als Wirkung einer Dehnung des Ostalpenstreifens aufzufassen, der dann später ebenfalls wieder im Streichen ein Zusammenschub gefolgt ist. Durch diese Streckung wurde eine Einschnürung des breiten Alpenbandes hervorgerufen, welche am Nordrand gegen S, am Südrand dagegen nach N gerichtet war. Mit der Einschnürung schritt Hand in Hand eine Depression der stärkstgedehnten Teile.

Die nachfolgende Zusammenpressung knickte die ursprünglich sanfter verbogenen Baustränge nun viel schärfer zusammen. Sie hob dadurch die Gesamtwirkung der Dehnung großenteils wieder auf. Die Spuren der Dehnung konnten dabei aber nicht mehr verwischt werden. Sie erfuhren im Gegenteil sogar noch teilweise eine Verschärfung und Betonung. Für die Entstehung dieser merkwürdigen Dehnung kommt vielleicht ein Abströmen von lieferliegenden Massen gegen die Auflockerungszone des ungarischen Beckens in Betracht.

Für die nachfolgende Pressung habe ich derzeit keine Erklärung.