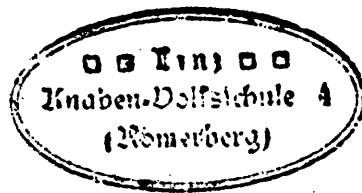




JAHRBUCH

DES OBERÖSTERREICHISCHEN MUSEALVEREINES.

87. BAND.



LINZ 1937.

VERLEGER: OBERÖSTERR. MUSEALVEREIN.

DRUCK DER HOFBUCHDRUCKEREI JOS. FEICHTINGERS ERBEN, LINZ A./DONAU 37 2880

Inhalt.

	Seite
1. Vereinsberichte	5
2. Berichte der wissenschaftlichen Landes- anstalten:	
Landesmuseum	17
Landesarchiv	63
3. Nachrufe	72
Franz Wastler, Leopold Müller, Hans Huemer, Franz Wule, Adolf Binder, Oskar Oberwalder.	
4. Beiträge zur Landeskunde:	
Ferdinand Wiesinger, Die Schwarzhafner und die Weißhafner in Oberösterreich	85
Georg Grüll, Geschichte des Schlosses und der Herr- schaft Windhag bei Perg	185
Josef Schadler, Heinrich Preißecker und Bruno Weinmeister, Studien über Bodenbildun- gen auf der Hochfläche des Dachsteins (Landfriedalm bei Obertraun)	313
Herbert Lögters (Darmstadt), Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leo- pold von Buch-Denkmal	369
Erich Swoboda (Wien), Die erste frühchristliche Kirche in Oberösterreich	439
Josef Schicker, Die Kirche Maria auf dem Anger außerhalb Enns	447
Gebhard Rath, Die Burgen Wilhering und Alt- Wilhering	471
Kurt Blauensteiner (Wien), Ein Buddha-Kopf vom Boro-Budur im Oberösterreichischen Landesmuseum	481

Zur Geologie der Weyerer Bögen,
insbesondere der Umgebung des
Leopold von Buch-Denkmal.

Mit einer geologischen Karte im Maßstab 1:75.000,
15 Abbildungen und Beschreibungen
von vier Wanderungen.

Von

Herbert Lögters (Darmstadt).

Inhalt.

	Seite
I. Vorwort	371
II. Geographische und morphologische Übersicht	373
III. Geologische Übersicht	375
1. Schichtenfolge	375
A. Das kalkalpine Gebiet	376
a) Die Schichten der Trias	376
b) Die Jura-Schichten	376
c) Die Schichten der Unterkreide	378
d) Die Schichten der Oberkreide	380
B. Das Gebiet der Flyschklippenzone	394
a) Die Granite des Leopold von Buch-Denkmal und ihre Verwandten	394
b) Die Jura-Schichten der Flyschklippenzone	398
c) Die Unterkreideschichten der Flyschklippenzone	399
d) Der Flysch	400
e) Der Serpentin und seine Begleiter	402
C. Die Ablagerungen aus der Neuzeit der Erde	403
2. Tektonischer Bau und geologische Entwicklungsgeschichte	404
A. Das heutige tektonische Bild	404
B. Geologische Entwicklungsgeschichte	413
IV. Beschreibung der Wanderungen	416
I. Groß-Raming—Ascha—Pechgraben—Leopold von Buch-Denkmal	416
Ia. Pechgraben (Leopold von Buch - Denkmal) — Welsergut — Neustift- graben—Groß-Raming	420
II. Groß-Raming—Lumpelgraben—Marbachler—Brunnbach	423
III. Brunnbach—Schönleithneralm—Kronsteineralm—Brunnbach	428
IV. Unterlaussa — Mooshöhe—Jodelbaueralm —Unterweißwasser — Sandl — Unterlaussa	430
Schriftenverzeichnis	435

I. Vorwort.

Die vorliegende Schrift soll demjenigen als Führer dienen, der in leicht ausführbaren Wanderungen die geologischen Verhältnisse der nördlichen Ennstäler Alpen, insbesondere der Weyerer Bögen kennen lernen will.

Ein Blick auf eine geologische Übersichtskarte der Ostalpen zieht unser Interesse auf diesen eigenartigen Bogen, an dem die Alpen ähnlich wie im Graubündener Gebiet neu zu entstehen scheinen. Gleichsam als Fremdkörper will uns die Granitklippe im Pechgraben bei Groß-Raming dünken, und nicht umsonst hat man diesen einzigartigen Punkt der Nordalpen zum Denkmal für den berühmten Altmeister der Geologie auserkoren. So ist es wohl verständlich, daß immer wieder Geologen sich in diese Gegend begaben, um die Klärung dieses höchst bedeutsamen Befundes zu versuchen. Hinzu kommt noch, daß in der unmittelbaren Nähe des Buch-Denkmalfelsens und auch in der weiteren Umgebung schon seit sehr vielen Jahren bergbauliche Betriebe im Gang waren und die Schichten einen großen Reichtum an Versteinerungen aufweisen, so daß diese Gegend auch aus diesem Grunde erhöhtes Interesse bei den Geognosten hervorrief. Nicht zuletzt aber haben die landschaftlichen Reize, die Mannigfaltigkeit der Gebirgsformen, überleitend von der Weite des Alpenvorlandes über die waldbedeckten Höhen der Niederen Kalkalpen zur gigantischen Schönheit der Kalkhochalpen, den Naturwissenschaftler immer schon angezogen und werden auch in späteren Zeiten stets wieder den Wanderer zu stiller Betrachtung in diesen viel zu unbekannten Teil der Alpenwelt anlocken.

Die ältesten Veröffentlichungen über die Geologie der Weyerer Bögen reichen über ein Jahrhundert zurück. In den ersten Jahrbüchern der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien finden wir schon Aufzeichnungen über diese Gegend. In der älteren Literatur wird der Granit des Buch-Denkmal durchweg als die Verlängerung des Kristallins der Böhmisches Masse angesehen, dem der Jura transgressiv auflagert. Den Großteil unserer Kenntnisse über die Geologie unseres Gebietes verdanken wir der Kartierung des Blattes Weyer durch G. Geyer in den Jahren 1903—1907. Die ausgezeichneten Aufnahmen Geyers haben mir bei meinen Untersuchungen einen hervorragenden Dienst geleistet. Sie waren die

denkbar beste Grundlage. Die großtektonische Stellung der Weyerer Bögen im Gesamtbau der Alpen ist durch Geyer zum ersten Male klar dargestellt worden. Ein wesentlicher Teil seiner Untersuchungen ist den Beziehungen zwischen Gosauschichten und Kreideflysch gewidmet. Geyer sah in den Muldenzügen der Weyerer Bögen fjordähnliche Buchten, in denen sich Gosau und Flysch als zwei verschiedene Fazies verzahnen. Das klassische Profil von Geyer durch das Gebiet von Weißwasser soll die unmittelbare Verbindung von Gosau und Flysch zeigen. In späterer Zeit ist dieser Ansicht aber des öfteren widersprochen worden, und der Gosau ist bei neueren Aufnahmen ein immer größerer Raum zuteil geworden (Spitz, Solomonică).

Die Granitklippe des Buch-Denkmal wird bei Geyer und auch in vielen anderen Schriften als die Verlängerung der Böhmisches Masse angesehen, die als „stauendes Hindernis“ bei der späteren Faltung der Sedimente gewirkt habe und somit ursächlich für die Anlage der Weyerer Bögen herangezogen werden könne. Solomonică versucht den Granit als eine Blockwerkstreuung des Flysches zu erklären.

Es hat in den langen Jahren geologischer Forschungsgeschichte wohl niemals an Klärungsversuchen dieser vielen geologischen Erscheinungen gefehlt. Ein Baustein zur weiteren Klarstellung möge diese Arbeit werden.

Meine Kartierungs- und Aufnahmsarbeiten wurden in den Sommern 1935 und 1936 im Rahmen der von Prof. Dr. R. Brinkmann (Hamburg) begonnenen Untersuchungen über die Oberkreide der nördlichen Ostalpen ausgeführt. Ich habe mich bei meinen Arbeiten hauptsächlich auf den westlichen Teil der Weyerer Bögen beschränkt, in dem der Granit des Buch-Denkmal liegt, die beiden großtektonischen Linien in unmittelbare Berührung kommen und die größte Wahrscheinlichkeit für die Klarstellung der Beziehungen von Gosau und Kreideflysch und im Großen von Kalkalpin und Flyschzone vorhanden war. So soll auch hier nur der westliche Teil der Weyerer Bögen eingehender besprochen werden. Auch die geologische Karte stellt nur diesen Teil dar. Es ist uns gerade in diesem Abschnitt die Möglichkeit gegeben, die Mannigfaltigkeit der Gesteine und ihre wechselseitigen Beziehungen und damit den Bau dieses wichtigen Teiles des großen Alpenkörpers zu erkennen.

Herrn Dr. Schädler (Linz) möchte ich für seine Bemühungen um das Zustandekommen dieser Arbeit und Herrn Dr. Schönwiese für seine forstwirtschaftlichen Mitteilungen an dieser Stelle meinen ergebensten Dank sagen.

II. Geographische und morphologische Übersicht

mit einem forstwirtschaftlichen Beitrag
von Dr. F. Schönwiese, Weyer.

Die Weyerer Bögen treten mehr in geologischer als in morphologischer Hinsicht heraus. Der Name „Weyerer Bögen“ ist auch nicht in geographisch-morphologischer, sondern in geologischer Hinsicht entstanden. Wir verstehen unter den Weyerer Bögen jenen Teil der Ennstaler Alpen, der im Osten ungefähr vom Ybbstale begrenzt wird und im Süden bis in die Umgebung von Altenmarkt-St. Gallen reicht. Die westliche Begrenzung fällt mehr oder weniger mit dem Reichramingbach, auch Großer Bach genannt, zusammen, und im Norden schließen die Weyerer Bögen mit dem Klein-Ramingtal und dem Nollingbach bei Waidhofen a. d. Ybbs ab.

Die Landschaftsformen der Weyerer Bögen, sofern man überhaupt von einer eigenen Landschaftsform sprechen kann, lehnen sich eng an die Geologie an, und zwar sind zwei verschiedene Landschaftsarten diesem Bezirk eigen. Einmal ist es das weite Hügelland der Flyschzone mit geringen Höhenunterschieden — nur vereinzelt ragen Berggipfel über die wellige Landschaft heraus — mit den weiten Tälern und den verhältnismäßig flachen Hängen, die fast ausschließlich von Ackerland eingenommen werden.

Im Gegensatz dazu nimmt uns in dem südlichen, dem weitaus größten Teil der Weyerer Bögen eine ganz andere Landschaft gefangen. Es ist das typische Landschaftsbild der Niederen Kalkalpen. Tief in dieses Kalkgebirge haben die Enns, der Gaflenz- und Laussabach als die größten Wasser ihre Bette gegraben. Lediglich die diluvialen Terrassen, die in der Umgebung von Weyer einen etwas größeren Raum einnehmen, sind von Menschen bewohnt und bebaut. Sonst sind steile, fast durchweg bewaldete Hänge und lange Höhenzüge das häufigste Bild. Diese Höhenzüge treten im Gelände markant heraus und verlaufen entsprechend dem geologischen Bau Nord-Süd oder Nordost-Südwest. Zwischen ihnen liegen in langgestreckten Mulden und Tälern einzelne Gehöfte oder Almen.

Der westlichste dieser Muldenzüge nimmt einen verhältnismäßig großen Raum ein. In ihm sind die Ortschaft Unterlaussa und die Bauernschaften Weißwasser, Brunnbach und der Lumpelgraben gelegen. Doch nur der nördliche Teil dieses Muldenzuges ist voll und

ganz landwirtschaftlich ausgenutzt, während infolge der ungünstigen Lage und der schon beträchtlicheren Höhe der südliche Teil nur mit Wald bepflanzt ist.

Die forstlichen Verhältnisse dieses Südteiles geben ein interessantes Bild. Auf den Sandsteinböden des Gebietes ist der natürliche Waldbestand (die „Pflanzenschutzgesellschaft“), der sich immer

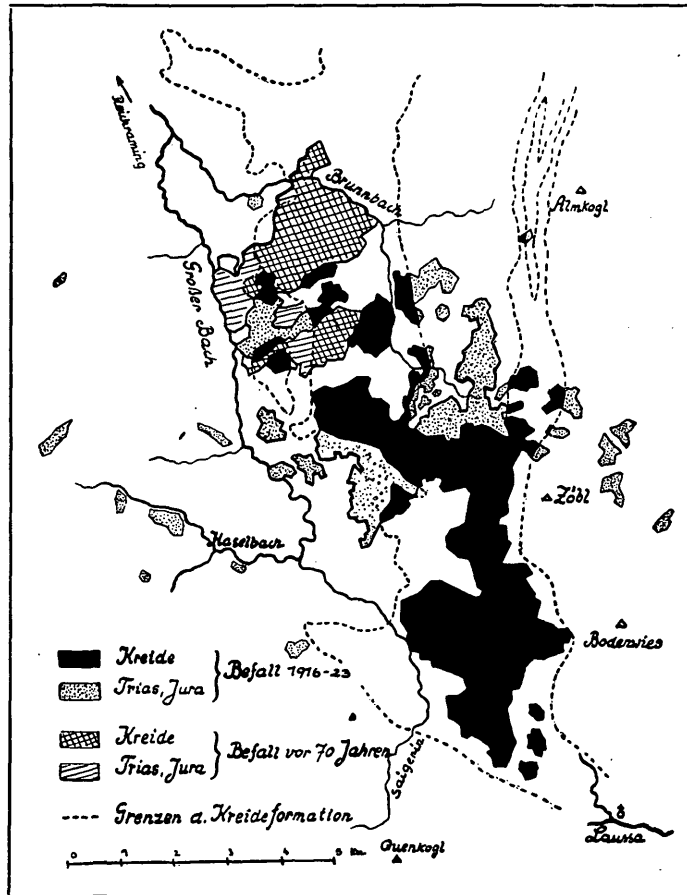


Abb. 1.

Das Käfergebiet von Reichraming und Weyer liegt in seiner größten Ausdehnung in der Sandsteinzone des „Weyerer Bogens“, nur an seinen Rändern und in zahlreichen kleinen Einzelherden greift es darüber hinaus auf die Kalk- und Dolomitböden der Trias und des Jura über. Dies gilt für den Befall in den Jahren 1916 bis 1923, ebenso aber auch für eine Kalamität, die um die Mitte des vorigen Jahrhunderts eine recht ansehnliche Ausdehnung erreichte. In der Skizze sind einige Ergänzungsschläge mitberücksichtigt, die nach Erlöschen der Kalamität im Jahre 1923 über das Befallsgebiet hinaus geführt wurden, um die zur Ausbringung der Käferhölzer errichteten Bringungsanlagen noch vollauszunützen.

(Aus: Schönwiese, Das Käfergebiet von Weyer und sein heutiger Zustand.)

wieder einstellen würde, wenn das Gebiet von menschlichem Einfluß unberührt bliebe, der *L a u b w a l d* (Buche mit Ahorn, Esche und eingesprengten Tannen). Durch jahrhundertelange Großkahl-schlagnutzung (Holzkohlenerzeugung der Innerberger Hauptgewerkschaft) mit nachfolgender Fichten-Saat wurde der natürliche Zustand gestört und große gleichmäßige Fichtenwälder bestocken das Gebiet von Weißwasser-Brunnbach. Die Fichte gedeiht auf den Sandsteinböden ausgezeichnet und dennoch hat sich der menschliche Eingriff in die natürlichen Vegetationsverhältnisse schwer gerächt. Der „achtzählige Fichtenborkenkäfer“ (*Ips typographus*) scheint aus bisher nicht geklärter Ursache derartige Bestände auf „degenerierten“ Böden zu bevorzugen und so wurden die Fichtenwälder von Weißwasser-Brunnbach ein Opfer dieses Schädlings. Das letzte Massenauftreten dieses Schädlings verursachte in den Jahren 1916—1923 das Absterben von über einer Million Festmeter Fichtenaltholz. Weit ausgedehnte Kahlflächen, nunmehr mit Fichtenjungwuchs wieder in Kultur gebracht, beherrschen derzeit das Landschaftsbild der Sandsteinkuppen, während die (autochtonen) Nadelholzbestände der benachbarten Kalk- und Dolomitberge vom Käfer fast völlig verschont worden sind. (Vgl.: Schönwiese Fr., Das Käfergebiet von Weyer und sein heutiger Zustand. Wr. allgem. Forst- und Jagdzeitung vom 19. März 1937.) (Abb. 1.)

III. Geologische Übersicht.

1. Schichtenfolge.

Bei der Betrachtung der Gesteine müssen wir zwei verschiedene Gebiete deutlich unterscheiden, nämlich: A. Das kalkalpine Gebiet, das der eigentlichen Weyerer Bögen und B. die ihnen im Norden vorgelagerte Flyschzone; denn in diesen beiden Gebieten ist die Ausbildung der Schichten voneinander sehr verschieden. Während im kalkalpinen Gebiet die triadischen Schichten in großer Mächtigkeit vorhanden sind, fehlen sie in der Flyschzone. Dort beginnt die Sedimentation erst mit dem untersten Jura, und zwar transgrediert der Lias der Flyschzone (Grestener Schichten) über einem kristallinen Untergrund, von dem das Buch-Denkmal noch einen Teil darstellt. Die Ausbildung der Juraschichten in der Flyschzone ist größtenteils sandig-konglomeratisch, während der kalkalpine Jura fast durchweg eine rein kalkige Fazies aufweist.

A. Das kalkalpine Gebiet.

a) Die Schichten der Trias.

Die Ablagerungen der Triaszeit sollen nicht sehr eingehend behandelt werden. Geyer gibt schon eine eingehende petrographische und faunistische Beschreibung für unser Gebiet.

Der Hauptdolomit. In unserem Gebiet, dem westlichen Teil der Weyerer Bögen, ist die älteste Ablagerung der Hauptdolomit der norischen Stufe. Meistens ist er bankig ausgebildet (z. B. im Plaißatal westlich Krottenberg-Kohler) und zeigt hellgelbbraune Farbe. Bisweilen sind die Dolomite auch stark geklüftet, so im Pechgraben unterhalb der verfallenen Fürstensäge, und dann lassen sie die Bankung sehr schlecht oder auch gar nicht erkennen. Im Oberlauf der Plaißa steht am Weg überaus stark zersetzter Dolomit an. Er besteht dort nur noch aus kleinstückigen Dolomitbrocken und einem feinen Dolomitmehl (S. 428). Bisweilen ist der Hauptdolomit auch in Form von Rauchwacke ausgebildet.

Die Kössener Schichten¹⁾. Der Hauptdolomit wird meistens von grauen bis schwarzen Mergeln und Kalken der Kössener Schichten, die bisweilen nach dem Anschlag bituminös stinken, überlagert. Kurz unterhalb der Einmündung des Hölleitenbaches in den Pechgraben stehen diese Kalke am rechten Ufer an der Straße an.

b) Die Jura-Schichten.

Innerhalb des kalkalpinen Gebietes ist der Lias nochmals in zwei verschiedenen Fazies ausgebildet. (Im ganzen Gebiet der Weyerer Bögen haben wir also drei altersgleiche, aber petrographisch verschiedene Schichten zu unterscheiden.) Die rein kalkige Fazies ist durch den Hierlatzkalk und die sandig-mergelige Fazies durch den Liasfleckenmergel vertreten.

Die Hierlatzkalke sind z. T. fossilreiche, bunte, rot und weiß geflammte, spätige Kalke oder auch reine Crinoidenkalke. Sehr oft kann man die kleinen irisierenden Bruchflächen der Seelilienstielglieder noch deutlich erkennen. Im Pechgraben unterhalb der verfallenen Fürstensäge sind sie am linken Ufer sehr schön aufgeschlossen. Etwa 150 m über der Talsohle am rechten Hang (H. 650 m) befindet sich an einem Fahrweg ein sehr schöner Aufschluß. Dort sind in den gutgebankten Hierlatzkalken, oft nur als vereinzelte Nester, dunkelrote, sehr harte Hornsteine eingelagert. Damit ist auch in unserem Gebiet die Radiolaritfazies angedeutet.

¹⁾ Auf der geologischen Karte sind nördlich der Enns Hauptdolomit und Kössener Schichten gemeinsam mit der Farbe des Hauptdolomites ausgeschieden.

Scheinbar unregelmäßig mit diesen roten Kalken verzahnt sind die Liasfleckmergel, die in Form von dünnplattigen, z. T. sandigen, weichen Mergeln und harten, hellgrauen, gut gebankten Kalken mit dunklen Flecken ausgebildet sind. Im Neustiftgraben etwa 100 m unterhalb der Mühle, zu der der Fahrweg von der Hochterrasse der Ortschaft Groß-Raming führt, stehen diese Mergel und Kalke an. Wir sehen dort sehr schön die feinen, weichen, dünnplattigen Mergel, von Osten her von der Rauchwacke des Hauptdolomites überschoben (S. 422). Etwas weiter talabwärts sehen wir dann in einem kleinen Bach, der von Norden kommt, auch die plattigen, gefleckten Kalke des Lias.

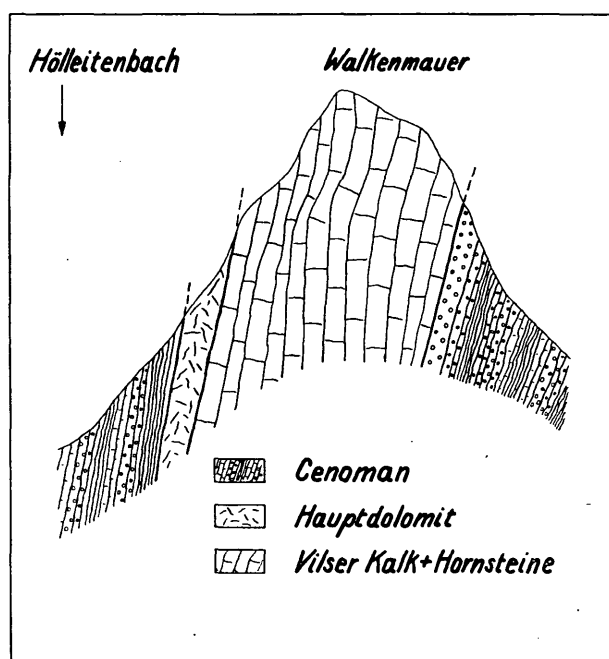


Abb. 2.

Geologischer Schnitt durch die Walkenmauer (vom Osten gesehen).

Der Dogger wird vertreten durch die brachiopodenreichen Vilser Kalke, die oft nur schwer von den Hierlatzkalken unterschieden werden können, und durch die oft sehr mächtig werdenden Hornsteinkalke. Die Vilser Kalke haben meistens eine hellrote Farbe und sind oft ganz erfüllt von kleinen Brachiopoden und Muscheln. Ammoniten sind seltener. Die Kalke können auch oft rot-bunt geflammt sein wie die Hierlatzkalke, sind aber meistens

dickbankiger. Mit diesen Kalken verknüpft sind oft sehr mächtige Hornsteine, die immer eine gute Bankung, aber äußerst selten eine Rotfärbung zeigen. Im Gelände bilden sie markante Rippen, z. B. die Walkenmauer (Abb. 2). Südlich der Enns habe ich die Vilser Brachiopodenkalke nicht mehr vorgefunden. Dort gibt es dann nur noch die Hornsteinkalke. Die Ablagerungen des Malm sind gekennzeichnet durch die tiefrot gefärbten, knolligen Tithonkalke mit roten, ausgewalzten Mergeln zwischen den Kalkknollen. Sie bilden meistens mächtige Steilstufen. Sehr schön ist das bei der Schartenmauer am Ostausgang von Groß-Raming zu sehen. Diese wunderschöne rote Wand, von deren Höhe wir weit in die Kalkalpen bis zu den majestätischen Bergen des Gesäuses schauen können, setzt sich aus diesen roten Kalken zusammen. Am Seitwegkogel und Rabenreitwegkogel bilden sie auch des öfteren schwer zu überwindende Steilstufen.

c) Die Schichten der Unterkreide.

Die Unterkreide wird vertreten durch helle Aptychenkalke, dunkle und bunte Mergel, Sandsteine des Neokom und z. T. durch schwarze Mergel des Gault.

Neokom. Die tiefsten Gesteine der Unterkreide stellen helle, geflaserte, harte Kalke dar, die nicht selten Aptychen führen. Sie entwickeln sich normal aus den Tithonkalken und sind ebenfalls bei der Bildung von Steilstufen beteiligt, z. B. im Larnsackgraben und in den Oberläufen des Plaißabachs (Hanslgraben, Groß-Draxl-Graben). Fossilien kann man sehr gut im Bach östlich der Schartenmauer sammeln. Gleich oberhalb des Häuschens, das in der ersten scharfen S-Kurve der Straße von Groß-Raming nach Kastenreith liegt, führt ein Fahrweg hinauf zum Schartengut. Wir sehen in diesem Tal zu unterst in einem kleinen Steinbruch die hellen Neokomkalke mit Aptychen aufgeschlossen und sehen weiter hinauf auch sehr gut den Übergang zu den Tithonkalken.

Zum Hangenden folgen über den hellen Aptychenkalken sehr stark durchbewegte, häufig von vielen Kalkspatadern durchzogene, dunkle bis schwarze, mittelweiche Mergel. Oft können die Mergel auch eine bunte (rote und grüne) Farbe aufweisen (z. B. im Schwabbach).

Nur im Gebiet südlich der Enns folgen dann noch in den aller-obersten Teilen des Neokom ebenplattige, dünne, graue, eintönige, kalkhaltige Sandsteine, die auf den Schichtflächen oft viel kohlige

Sprenu führen. Am schönsten aufgeschlossen sind diese Sandsteine und auch die Mergel im Rodelsbach und in einem rechten Seitentälchen des Rodelsbaches beim Waldhäusl. Dort sind vor einigen Jahren diese Sandsteine in einem kleinen Bruch abgebaut und wegen ihrer schönen Einheitlichkeit und dem feinen Korn zu Wetzsteinen verarbeitet worden. Es ist dies wohl die beste Fossilfundstelle für die Neokomschichten. Sowohl in den Mergeln als auch in den Sandsteinen fand ich Astierien, die das neokome Alter (Valendis) dieser Sandsteine beweisen.

Dann gibt es noch eine andere Ausbildung der Neokomschichten, und zwar sind das die Konglomerate und Breccien, wie wir sie in der näheren Umgebung von Brunnbach finden.

Im unteren Plaißabach ist bei dem Gehöft Krottenberg-Kohler am rechten Ufer, gleich unterhalb des Gehöftes neben dem Waldbahngeleise, ein Konglomerat aufgeschlossen, das dem Hauptdolomit aufliegt, und über dem nach einer aufschlußlosen Lücke von etwa 50 Metern Unterkreide folgt. Die Unterkreide ist hier gekennzeichnet durch Einlagerungen von dünnen, ebenplattigen, eintönigen Sandsteinbänkchen und durch die dunkelgraue, oft tiefrote Farbe der weichen, oft stark durchbewegten Mergel mit Fukoiden. Nach dieser Lagerung kann man annehmen, daß es sich um auf Trias transgredierendes Neokom handelt. Eine Verwechslung mit dem weiter nordwestlich im Prenngraben aufgeschlossenen Nierentaler Basiskonglomerat kommt auf Grund der petrographischen Unterschiede nicht in Frage.

Ferner stehen am rechten Bachufer gegenüber dem Wirtshaus Brunnbach am Waldbahngeleise und weiter talaufwärts auf derselben Seite grobe Konglomerate und Breccien an. Ein eigenartiges Konglomerat ist dann noch in demselben Tal etwa 100 m unterhalb der Brücke, wo die Waldbahn den Plaißabach kreuzt, im Talbett (bei Niedrigwasser) zu sehen. Wir erkennen dort unter der schon etwas morschen Brücke in den grau-grünen, sandigen Mergeln einzelne eingestreute Gerölle, die fast durchwegs aus Kalken und grasgrünen Hornsteinen bestehen.

All diese konglomeratischen Bildungen hat Geyer der Gosau zugerechnet. Da dieselben Bildungen aber etwa 1 km weiter bachaufwärts (gleich oberhalb des Zuflusses des von der Hirschkogelalm kommenden Loibnerbaches) mit typischen Unterkreideschichten, nämlich mit roten Mergeln und plattigen, glimmerreichen Sandsteinen in Verbindung treten und mir aus den Gosauschichten der Weyerer Bögen derartige Konglomerate nicht bekannt sind, habe ich sie zur Unterkreide gestellt. Das Fehlen exotischer Geröllkom-

ponenten und die Eintönigkeit der Sandsteine sowie die auffallend tiefrote Farbe der weichen Mergel haben mich bestimmt, sie vom überlagernden Cenoman (von Geyer als Unterkreide ausgeschieden), das auf der Höhe der Kogleralm und in dem von dort nach Südwesten fallenden Bachriß in typischer Ausbildung ansteht, abzutrennen. In all diesen eben beschriebenen konglomeratischen Ablagerungen der Unterkreide möchte ich eine festlandsnahe Bildung, bedingt durch lokale Heraushebung, sehen.

Gault. Schon 1909 hat Geyer von Losenstein Schichten mit Gault-Fossilien beschrieben. Es handelt sich um „schwarze, ebenflächig brechende, grobblättrige Schiefertone“, die mit helleren Mergellagen vergesellschaftet sind.

Diese Mergel und Tone habe ich auch im Gebiet der Weyerer Bögen an der Grenze von Neokom und Cenoman gefunden, aber leider ohne Fossilien. Wegen der großen petrographischen Ähnlichkeit mit den von Geyer beschriebenen Gault-Schichten von Losenstein und wegen der geologischen Lagerung möchte ich sie auch zum Gault stellen. Auf der Karte sind sie nicht besonders von der Unterkreide abgetrennt ausgeschieden. Aufgeschlossen finden wir die Gault-Schichten nördlich der Enns, oberhalb des Gehöftes Eibenberger (siehe geol. Spezialkarte von Geyer!) und südlich der Enns im Groß-Draxl-Graben östlich Brunnbach. Aber in dem südlichen Verbreitungsgebiet der Unterkreide sind diese Tone und Mergel nicht mehr vorhanden, so daß ich annehmen möchte, daß sie dort zu vorcenomaner Zeit abgetragen worden sind.

d) Die Schichten der Oberkreide.

Die Schichten der Oberkreide konnten auf Grund der neuen Untersuchungen von Brinkmann (1935, 1936) über die Oberkreide in den östlichen Nordalpen weiter unterteilt werden. Bei den von Geyer in den einzelnen Mulden der Weyerer Bögen als Kreideflysch ausgeschiedenen Schichten, die fjordähnlich in die Kalkalpen eindringen und sich normal aus der Gosau entwickeln sollen, konnte nachgewiesen werden, daß es sich um sichere kalkalpine Oberkreide handelt, wie wir sie aus den andern Gosaubecken der Nordalpen kennen (z. B. Becken von Gams, Windischgarsten). Zur Oberkreide gehören die konglomeratischen Bildungen mit exotischen Geröllen, polygenen Sandsteinen und grauen Mergeln des Cenomans, die z. T. fossilreichen Sedimente (Konglomerate, Mergel usw.) der Untergosau, ferner die hellgraugrünen, foraminiferenreichen Mergel und Kalke der Nierentalerschichten und die Quarz-Phyllit-Breccien und grauen, mächtigen Sandsteine der Liesenschichten. Mittel- und Obergosau fehlen.

Cenoman. Einen Hauptteil der Oberkreide in den Weyerer Bögen bildet das Cenoman. Ehrlich (1854) und Geyer (1909) haben schon Cenoman von Losenstein und Solomonica (1934) solches vom Pechgraben beschrieben. Die genaue Untersuchung des Cenomans von Losenstein ergab etwa folgendes Profil. Über den blaugrauen bis schwarzen, holziggeschieferten, harten Mergeln des Neokoms, die von Kalkspatadern durchzogen sind, liegen etwa 10 m mächtige, ebenplattige, schwarze Mergel (? Gault), denen hellere, weiche, sandige Mergel aufgelagert sind. Einzelne ganz kleine eingestreute Gerölle und unbestimmbare Fossilreste sind in den tiefsten Lagen schon zu erkennen. Die Mergel werden nach oben kompakter, und die Gerölle nehmen an Zahl und Größe zu, bis sich schließlich Sandsteinbänke mit z. T. wulstiger Oberfläche und reine Konglomeratlagen einstellen. Im Süden wird dieser Cenomanzug vom Vilser Kalk des Losensteiner Schloßberges überschoben. Der von Geyer ausgeschiedene Flysch ist nicht vorhanden. Die Mergel wittern sehr oft braun an und führen in den höheren Teilen häufig Fossilien, u. a. *Orbitolina concava* Lam.

Auf Grund der neuen Kartierung läßt sich nun nachweisen, daß Cenoman im Gebiet der unteren Enns sehr häufig vertreten ist. Ganz charakteristisch für das Cenoman sind die vielen Konglomerate mit z. T. weichem, tonig-mergeligem oder bunt-sandigem Bindemittel und mit den vielen exotischen Geröllen. Unter exotischen Geröllen sind diejenigen Gerölle zu verstehen, deren Herkunft nicht aus der näheren Nachbarschaft der konglomeratischen Bildungen abgeleitet werden kann. So ist z. B. ein Porphyry, ein Granit oder auch ein reiner Milchquarz in unserem Gebiet als exotisch zu bezeichnen, da wir in dem kalkalpinen Abschnitt solche Gesteine nicht als Sedimentlieferanten kennen.

Im ganzen Verbreitungsgebiet des Cenomans der Weyerer Bögen sind folgende Typen von exotischen Geröllen vertreten:

- 30% helle Milchquarze, rote bis graue, feine Quarzite und bunte Quarzbreccien. Letztere sind m. W. weder aus den Ostalpen noch aus dem Böhmischem anstehend bekanntgeworden,
- 28% alpine Kreide und Hornsteine, die wohl lokal aufgearbeitet sind,
- 25% rote und grüne Felsitporphyre. Überwiegend sind sie nicht metamorph. Zu böhmischen Porphyren und denen der Grauwackenzone haben sie keine Beziehung. Dagegen besteht aber große Ähnlichkeit mit den Südalpenporphyren und den von Cornelius (1936) beschriebenen nichtmetamorphen Porphyren von der Südseite der Rax. Ein Riebeckitgranitporphyr ergab Analogien zu dem Gloggnitzer Forellenstein.
- 4% basische Eruptiva, denen ebenfalls eine Ähnlichkeit mit den von Cornelius beschriebenen nicht abzusprechen ist,
- 12% Granatglimmerschiefer und gefeldspatete Glimmerquarzite, die als Leitgesteine nicht angesprochen werden können,

1% Granite, u. a. auch solche vom Buch-Denkmaltypus. In den Ostalpen sind solche Granite nicht bekannt. Inwiefern sie mit den Graniten des Böhmisches Massivs verglichen werden können (Bayrischer Wald, Passau), müssen eingehende petrographische Untersuchungen zeigen. Mit den Graniten in der weiteren Umgebung von Linz können sie wohl nicht parallelisiert werden.

Nun lassen sich in dem untersuchten Gebiet auf Grund der verschiedenen Fazies zwei verschiedene Cenomangebiete, verknüpft mit zwei verschiedenen tektonischen Einheiten, unterscheiden. Es ist einerseits das eigentliche kalkalpine Cenoman der südlichen Weyerer Bögen und andererseits dasjenige der Cenomanklippenzone. In dem südlicheren Verbreitungsgebiet wechsellagern mit den oben beschriebenen mehr oder weniger groben Konglomeraten feine und auch gröbere polygene Sandsteine, die auf frischer Bruchfläche immer schöne rote Pünktchen (wohl gefüllte Quarze) erkennen lassen. Diese bunten Sandsteine sind für das Cenoman auch sehr bezeichnend. In den mit ihnen vergesellschafteten grauen, braun anwitternden, z. T. mächtigen Mergeln findet man bisweilen Bruchstücke von kleinen Muscheln und Schnecken und des öfteren auch die charakteristische, kleine (bis 1 cm große), flach-napfförmige Foraminifere *Orbitolina concava* Lam.

In fast allen Mulden der südlichen Weyerer Bögen, außer in der westlichen, der Laussa-Groß-Raminger Mulde, bildet das Cenoman immer das Muldentiefste. Zwei sehr gute Profile durch das Cenoman befinden sich in der südlichen Hälfte des neu kartierten Gebietes:

1. Im Larnsackgraben, gleich nördlich unterhalb der Jodelbaueralm, ist die Profilfolge etwa folgendermaßen:

Hangendes Störung gegen Hauptdolomitbreccie,

3 m feine polygene Sandsteine,

5—10 m grobe, bunte, durchbewegte Kalksandsteine mit grauen Mergelzwischenlagen,

250—300 m Wechsellagerung von grauen bis dunklen, feinsandig glimmerigen Mergeln mit Sandsteinlinsen und dickeren Sandsteinbänken,

2 m konglomeratischer bunter Cenoman-Sandstein,

3 m stark sandige Mergel mit vielen exotischen Geröllen,

5 m graue, z. T. sandige Mergel,

1 m grauer Kalksandstein,

Liegendes dunkelgraue bis schwarze Mergel mit dünnen Sandsteinbänken (= Unterkreide).

2. Weiter nach Norden, in derselben Mulde östlich Brunnbach im Groß-Draxl-Graben und im Hanslgraben, sind die im vorigen Profil durch eine Störung abgeschnittenen höheren Teile des Cenomans erschlossen.

Das Profil ist etwa folgendermaßen:

- Hangendes Störung gegen die hellen, durchbewegten Kalke der Unterkreide,
 50—100 m stark durchbewegte, flyschähnliche, bankige (10 cm), eintönige, sehr feste Sandsteine mit wulstiger Schichtfläche (Muldentiefstes!),
 50 m vorwiegend bunte, feste, harte Kalksandsteine,
 20—30 m Konglomeratlagen,
 120—150 m Wechsellagerung von festen, z. T. bunten Sandsteinen und grauen sandigen Mergeln u. a. mit *Orbitolina concava* Lam.,
 20—50 m Konglomeratlagen,
 100 m feste graue Mergel, Steilstufen bildend,
 50 m gebankte monogene Sandsteine,
 20—30 m grobe Konglomeratlagen,
 50 m Mergel und Sandsteine,
 10 m grobe Konglomerate in Mergeln und bunten Sandsteinen,
 10—20 m Wechsellagerung von hellgrauen bis dunklen sandigen Mergeln mit polygenen Sandsteinen,
 Liegendes schwarze Mergel (? Gault), dunkelgraue bis schwarze, stark durchbewegte Mergel, z. T. mit viel Kalkspatadern = Unterkreide (Neokom).

Die Gesamtmächtigkeit des Cenomans beträgt hier somit etwa 500 m. Weitere gute Aufschlüsse im Cenoman finden sich auf der Einsattelung nördlich vom Roten Stein (P. 842), an den neuen Wegen beim Schartengut, auf der Paßhöhe südlich des Eibenberger-Gutes und im Hornbach- und Neudorfgraben bei Weyer.

Von diesem eben beschriebenen Verbreitungsgebiet des kalkalpinen Cenoman wird, wie schon oben erwähnt, ein anderes Cenomangebiet, der von „Klippen“²⁾ durchsetzte Abschnitt der Cenomanklippenzone (siehe tektonische Karte! Abb. 3), abgetrennt. Die Grenze gegen das südliche Cenomangebiet ist in der Losensteiner Mulde sehr schwer zu legen. Das Cenoman von Losenstein, des Stiedelsbaches und des Hölleitengrabens gehört noch zum südlichen Bereich; dagegen rechne ich das Cenoman nördlich der Walkenmauer zur Cenomanklippenzone. Innerhalb der Cenomanklippenzone ist die Lagerung sehr gestört, so daß zusammenhängende Profile nicht zu beobachten sind. Die Klippen werden dargestellt durch z. T. tektonisch stark beanspruchten Hauptdolomit, durch Schichten der Unterkreide und seltener durch kalkalpine Jurakalke.

Von dem südlichen Cenomangebiet unterscheidet sich das Cenoman der Cenomanklippenzone durch den außerordentlich hohen Glimmergehalt der Sandsteine und die Verschiedenartigkeit der exotischen Gerölle, wie aus folgender Gegenüberstellung zu ersehen ist.

²⁾ Bei den Klippen handelt es sich um Aufbrüche und Durchspießungen älterer Gesteine und nicht um echte Klippen im Sinne der Schweizer Geologen.

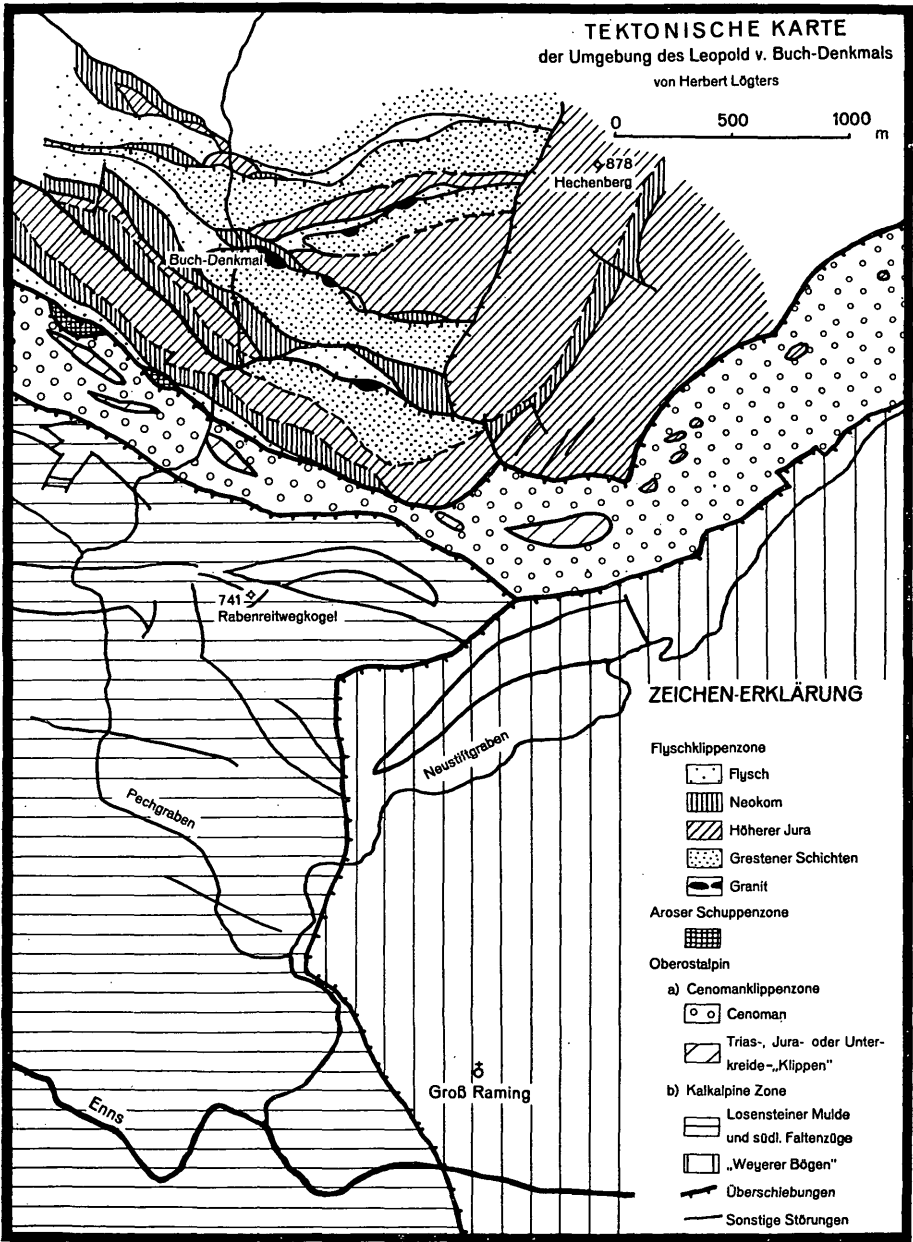


Abb. 3.

Durchschnittliche Zusammensetzung der Konglomerate aus den exotischen Geröllen.

	Weyerer Bögen	Cenoman- klippenzone
	%	%
Porphyre	28	24
Milchquarze	16	9
Quarzit u. bunte Quarzbreccien	14	15
Basische Gesteine	2	—
Glimmerschiefer	—	46
Granite	—	3
Hornsteine und Kalke	40	3

Nun lassen die Geröllgrößenmessungen, die in Abb. 4 dargestellt sind, über das Herkunftsgebiet der exotischen Gerölle eindeutige Schlüsse zu. Es ist aus der Abb. 4 deutlich zu sehen, daß

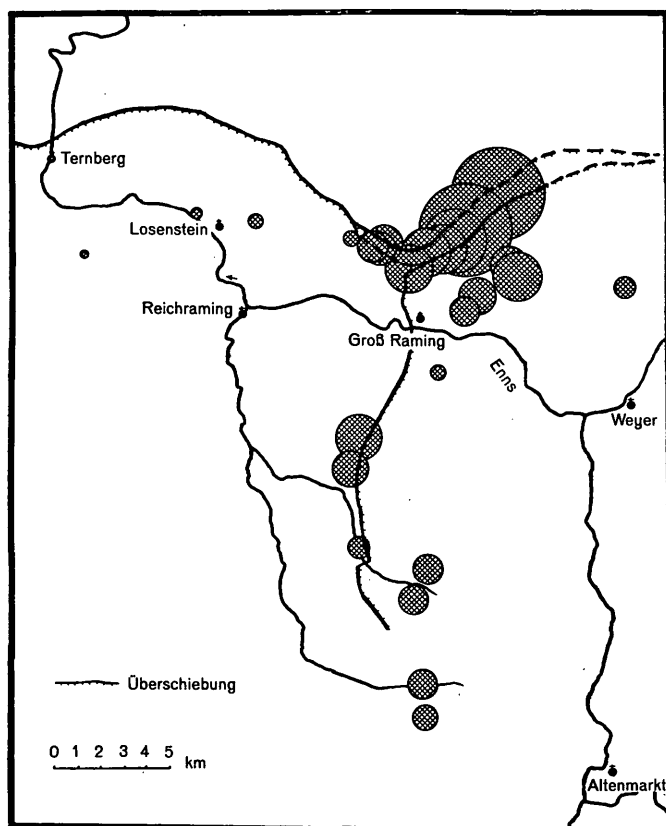


Abb. 4.

Verteilung der Größen von den exotischen Geröllen im Cenomankonglomerat. Der Durchmesser der Kreise stellt 1/50 des wahren Mittels von den 3 Achsenlängen der größten Gerölle dar.

die Größe der Gerölle nach Norden zunimmt. Während im Larnsackgraben die größten Gerölle (Porphyre und Quarzbreccien) einen Durchmesser von 10 cm, im Hanslgraben einen solchen von 15 cm, beim Eibenbergergut von etwa 25—30 cm haben, finden wir nördlich des Neustiftgrabens, also in der Cenomanklippenzone, weiche Glimmerschiefergerölle mit einem Durchmesser von 50 cm. Und wenn wir uns weiterhin vergegenwärtigen, daß in der Cenomanklippenzone die weichen diaphthorisierten Granatglimmerschiefer und leicht verwitterbaren Granite den Hauptbestandteil bilden, wogegen im südlichen Gebiet ausschließlich harte Porphyre, Quarze, Quarzite als exotische Gerölle gefunden wurden, so kommen wir etwa zu folgendem Schluß: Zur Cenomanzeit bestand im Norden des großen kalkalpinen Meeres eine Schwelle, die wir mit Kockel (1922) als Rumunischen Rücken bezeichnen, von dem Schuttmaterial in Form der exotischen Gerölle nach Süden bzw. Südwesten in den kalkalpinen Meeresraum geliefert wurde. Daß dieses dem kalkalpinen Becken im Norden vorgelagerte Festland nicht die heutige Böhmisches Masse gewesen sein kann, besagt uns der petrographische Charakter der Gerölle; denn diese eigenartigen Porphyre, Quarzbreccien, Diabase und Granite sind m. W. nicht aus dem Böhmischem Kristallin, aber auch nicht aus den Ostalpen bekannt (Lögters 1937, S. 91—93 und 108).

Untergosau. Dem Turon altersgleiche Schichten sind aus der weiteren Umgebung der Weyerer Bögen nicht bekannt geworden. Erst mit dem Emscher beginnt wieder die Sedimentation, und zwar sind es die Untergosau-Schichten, die in diese Zeit gehören. Vor dieser Zeit hat eine Herausragung der Kalkalpen und eine anschließende tiefgreifende Verwitterung stattgefunden. Die Bauxitbildungen (Geyer 1907, 1909, Lögters 1937, S. 94) im südlichen Teil der Weyerer Bögen sind noch Zeugen dieser alten Verwitterungsrinde. Ferner lagern die Schichten der Untergosau im ganzen Gebiet der Weyerer Bögen diskordant auf älterem Gebirge, und je nach dem Unterlager ist auch die Zusammensetzung der Untergosau-Basalkonglomerate bestimmt.

Direkte Auflagerung von Untergosau auf Cenoman ist leider nicht zu sehen. Dagegen ist im Rodelsbach beim Forsthaus und auch im Graben östlich der Hirschkogelalm die Auflagerung auf Unterkreide sehr schön zu beobachten. Dort beginnt die Untergosau mit einer groben konglomeratischen Breccie, in der viele bunte Mergelfetzen, aufgearbeitet aus der Unterkreide, enthalten sind. Lagert Untergosau den harten Jurakalken auf, so finden wir feinkonglomeratische kalkige Bildungen, die durch ein sehr feines dolo-

mitisches Kalkmehl zusammengekittet sind (z. B. am Ostabhang des Hochkogels, P. 1159).

Am stärksten der Abtragung anheimgefallen ist wohl der Hauptdolomit, der fast immer in den Konglomeraten und Breccien als Geröll enthalten ist. Am Prefingkogel z. B. bestehen die Untergosau-basalbildungen aus einer bis zu 150 m mächtig werdenden, groben Dolomitbreccie, die von tektonisch zerriebenem Dolomit oft sehr schwer zu unterscheiden ist. Während die durch tektonischen Druck entstandenen Breccien ganz einheitlich zusammengesetzt sind, zeigen die sedimentären Breccien öfters Verunreinigungen und Beimengungen nichtdolomitischen Materials. Über diesen Dolomitbreccien kann noch manchmal Bauxit liegen (z. B. bei der Hütte oberhalb der Schwarza-Klause). Es kann der zersetzte Dolomit aber

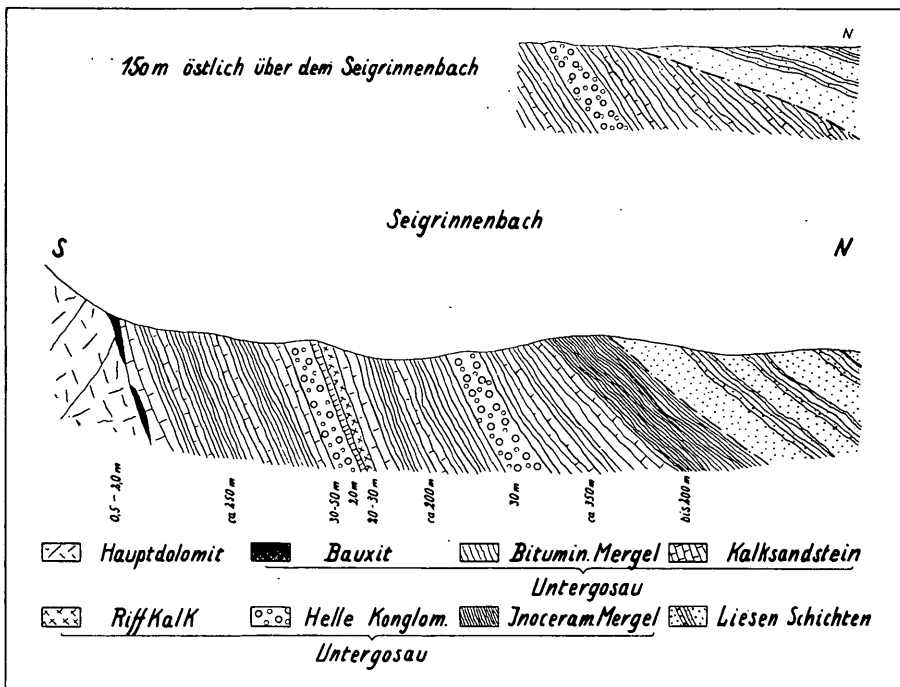


Abb. 5.

Profilschnitte durch das Gebiet des Seigrinnenbaches.

auch fehlen, und auf dem festen Hauptdolomit liegt dann gleich der Bauxit. So ist es z. B. im Seigrinnenbach (siehe Profil, Abb. 5).

Nach Ablagerung dieser Festlandsbildungen und groben Konglomerate senkte sich das Gelände allmählich. Im südlichen Teil der Weyerer Bögen kam es zunächst noch zu Moor- und Torfbildungen, denen wir die früher abgebauten Kohlenflözchen des Sandls, nörd-

lich Unterlaussa, verdanken. Über diese Kohlenflöze folgen beim Sandl noch dunkle bis schwarze, weiche Mergel, und dann schalten sich immer mehr Mergelkalke und auch schon etwas hellere Mergel zwischen die dunkleren fossilreichen, bituminösen Mergel ein. Gelegentlich kommt es auch noch zu Konglomeratbildungen, die sich von den Basalkonglomeraten durch den reinen Kalkgehalt und die helle Farbe unterscheiden. Mit diesen Konglomeraten sind bisweilen Hippuritenriffkalke vergesellschaftet. Im Weißwassertal bei der „Hörndlwand“ (so benannt nach den im Volksmund als „Hörndl“ bezeichneten Hippuriten), etwa 200 m unterhalb von Unterweißwasser, sind eine große Anzahl von Hippuriten, fast ausschließlich *Sphaerulites styriacus*, zu finden; aber es können dort auch viele Schnecken und Muscheln gesammelt werden (Geyer 1907, S. 62 und Lögters, S. 432).

Diese eben beschriebene Schichtfolge muß als eine Lokalbildung der tieferen Untergosau angesehen werden. Das folgende Profil (Seigrinnenbach) zeigt nochmal die gesamte Schichtfolge der tieferen Untergosau, die hier eine Mächtigkeit bis zu 900 m erlangen kann.

Bei Groß-Raming (z. B. im Unterlauf des Neustiftgraben, kurz vor der Mündung) ist der tiefere Teil der Untergosau vertreten durch Konglomerate wechselnder Zusammensetzung, blaugraue Kalksandsteine und bunte, z. T. bröckelige Mergel mit kohligem Spreu auf den Schichtflächen.

Den höheren Teil der Untergosau stellen hellgraugrüne, eintönige, massige Mergel mit Schnecken, Muscheln (vor allem große Inoceramen) und Ammoniten, u. a. *Mortoniceras texanum*, dar. Sehr schöne Aufschlüsse sind in Unterweißwasser beim Zusammenfluß von Weißwasserbach und Seigrinnenbach oder am Nordostabhang des Hochkogels (P. 1157) zu finden. Sowohl der petrographische Habitus der Mergel als auch ihr Fossilinhalt lassen darauf schließen, daß zu dieser Zeit das Meer erheblich tiefer war als in der älteren Untergosauzeit.

Abb. 6 soll uns ein Bild von der Verteilung der Schichten zu Beginn der Untergosauzeit vor Augen führen. Wir sehen, daß der Hauptdolomit im Norden und Süden einen sehr großen Raum einnimmt, so daß es wohl verständlich ist, daß wir Reste von ihm in allen Untergosau-Konglomeraten wiederfinden. Ob im mittleren Teil des dargestellten Gebietes alles mit Cenoman erfüllt war, wie es in Abb. 6 gezeigt ist, oder ob auch schon dort ältere Teile herausgeragt haben, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, da wir dort nirgends Untergosau finden. Im allgemeinen läßt sich sagen, daß zur Untergosauzeit einige große ost-west-streichende Mulden und Sättel bestanden, die im Süden schon in die Nord-Süd-Richtung umschwenken.

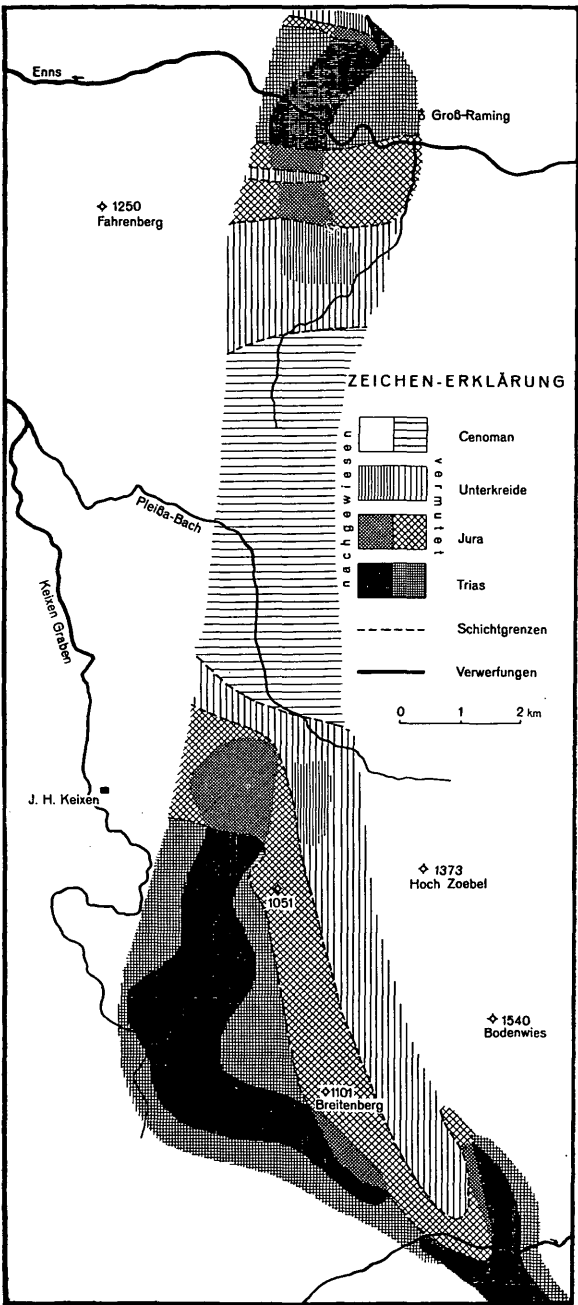


Abb. 6.
Untergrundkarte der Untergoschicht.

Nierentaler Schichten. Nach Ablagerung der Untergosauschichten trat wohl eine längere Unterbrechung in der Sedimentation ein. Es fehlen nämlich sowohl Mittel- als auch Obergosauschichten.

In dem Gebiet der Weyerer Bögen finden wir als das nächstjüngere Schichtenglied die Nierentaler Schichten, die zwischen Hieselberg (P. 849) und Hochkogel (P. 1157), also dem mittleren Teil des Beckens über mesozoischen Kalken und Dolomiten transgredieren, und zwar liegen an der Basis bunte, oft rötlich gefärbte Konglomerate ohne exotische Gerölle. Die Größe der Gerölle ist sehr verschieden, und sie bestehen aus örtlich aufgearbeiteten Kalken und Dolomiten.

Im Anzenbach, am Osthang der Kaiblingmauer bei der Sauerbauer-Alm, am Großen Reitpfadkogel, bei der Roterd und am Westhang des Pleiße-Berges bis zum Stieglboden sind diese Konglomerate aufgeschlossen. Sie sehen den Basalkonglomeraten der Untergosau oft sehr ähnlich und sie sind von diesen mit Sicherheit nur durch die normal auflagernden Mergel und Mergelkalke, die faziell und faunistisch verschieden ausgebildet sind, zu unterscheiden. So ist es schwer, im Gebiete des Hieselberges die Grenze zwischen beiden Basalkonglomeraten zu legen. Beim Gallnhäusel ist noch sicheres Maastricht, während im Lumplgraben oberhalb der großen Säge Untergosaukalke anstehen.

Über dieser untersten Stufe der Nierentaler Schichten, den Konglomeraten, liegen dann meistens hellgraue bis rötliche, sehr harte Orbitoidenkalke, die rauh anwittern und zum Hangenden oft graue Farbtöne aufweisen, so daß sie den Untergosaukalcken sehr ähnlich werden können. Am besten aufgeschlossen fand ich sie in einem Steinbruch östlich der Straße von der Brennhöhe nach Anzenbach, gleich oberhalb der großen Kurve und im oberen Rodelsbach beim Gallnhäusel. Orbitoiden wurden von mir nicht gefunden. Bruchstücke von großen dickschaligen Maastricht-Inoceramen sind häufig. Von Ammoniten fand ich einen *Gaudryceras* cf. *planorbiforme*, der Obersenonen Formen sehr nahe steht.

Aus diesen Kalken entwickeln sich nach oben die eigentlichen Nierentaler Mergel. Es sind grau-grüne, nur selten rötlich gefärbte, sehr kompakte, eintönige foraminiferenreiche Mergel, die bis zu 200 m mächtig werden können. Im Gelände sind sie eigentlich nicht zu verkennen; denn in den Bachrissen, wo bei der starken Vegetation des größten Teiles unseres Gebietes doch die besten Aufschlüsse zu finden sind, bilden sie häufig steile, vom Wasser polierte Stufen, die manchmal direkt hinderlich sein können (z. B. in den Gräben östlich des Plaißaberges oder im Gschaidgraben, der vom Groß-Reitpfadkogel nach Nordosten fließt). Sehr leicht sind die

Nierentaler Mergel auch an den Querbrüchen und Bruchstücken von großen Inoceramenformen, die für das Maastricht typisch sind, zu erkennen.

Zum Hangenden stellen sich zuerst vereinzelt und weiter höher sehr zahlreiche plattige, feine bis sehr grobe, graue Sandsteine ein, die bisweilen eine Fülle von Phyllitbrocken führen. Auf der Karte ist dieser Horizont als Übergangsschichten ausgeschieden, weil er den Übergang zu den darüber folgenden Liesenschichten des Dan darstellt. Sehr schön aufgeschlossen sind die bis zu 150 m mächtig werdenden Übergangsschichten, z. B. in den Gräben nördlich der Brennhöhe (P. 601).

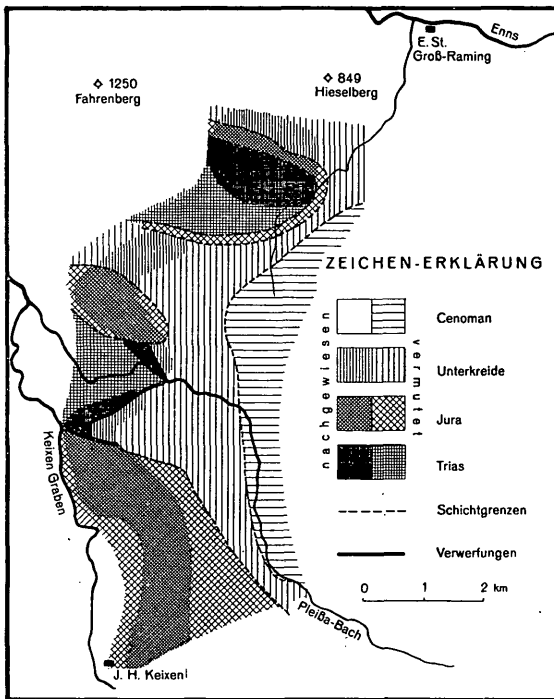


Abb. 7.
Untergrundkarte der Nierentaler Schichten.

Während wir über den geologischen Bau im mittleren Teil des untersuchten Gebietes zur Untergosauzeit nur Vermutungen anstellen konnten, so ist es uns doch möglich, zur Nierentalerzeit den Untergrund in diesem Teil genauer zu beschreiben. Die Nord-Süd-Richtung oder besser die Richtung der Weyerer Bögen kommt jetzt noch deutlicher zum Ausdruck. Ein Horst von Trias-Dolomit wird im Gebiet des jetzigen Plaißadurchbruches an einer mehr oder weniger Nord-Süd streichenden Störung gegen die Unterkreide ver-

worfen. Im nördlichen Teil befand sich ein Ost-West streichender Sattel, in dessen Kern der Hauptdolomit in breitem Ausstrich zu Tage trat (Abb. 7).

Liesenschichten. Im Kern der großen Nord-Süd verlaufenden Kreidemulde, der Laussa-Groß-Raminger Mulde treten nun die jüngsten Ablagerungen der Oberkreide zu Tage, und zwar handelt es sich um die Liesenschichten (Danien), die von Geyer als Flysch ausgeschieden wurden. Überall finden wir an der Basis der Liesenschichten eine mehr oder minder grobe Breccie, die sich aus kalkalpinem Material, Quarz und Phyllit³⁾ zusammensetzt. Quarz und Phyllit im Konglomerat oder in Breccien müssen auch als exotische Gerölle angesprochen werden; doch läßt sich eine Unterscheidung von den exotischen Geröllen des Cenomans leicht vornehmen. Einmal handelt es sich bei den Liesenschichten um kleinstückige Breccien, deren Komponenten durchschnittlich nur 1 cm groß und äußerst selten schön gerundet sind. Vor allem sind sie aber an brecciöse Sandsteine gebunden, die sich aus hellen, nicht bunten Quarzkörnchen und Glimmerschieferetzen zusammensetzen, während der Cenomansandstein als ein typischer Kalksandstein (zwar sehr quarzhaltig), dem rote Pünktchen eigen sind, anzusprechen ist, und das Cenomankonglomerat aus harten, gut gerundeten Porphyren, Quarzen und Quarziten besteht.

Bisweilen können die Basalbreccien der Liesenschichten auch größer ausgebildet sein, vor allen Dingen am Westflügel der großen Mulde. Wir finden dort sogar Cenomangerölle nochmals in den Liesenschichten aufgearbeitet. (Lögters 1937, S. 97.) Den nächst höheren Horizont der Liesenschichten bilden hellgraue, dickbankige Kalksandsteine (wiederum mit Quarz und Phyllit) und hellgraue, grünlich anwitternde, plattige Mergelzwischenlagen.

Über diesem vorwiegend aus Sandsteinen bestehendem Horizont folgt eine Serie, in der fast ausschließlich Mergelschiefer vorkommen. Es sind grobmuschelig brechende, dunkelgraue bis grünliche Mergel, die mit dünnen Sandsteinbänkchen wechsellagern. Im Plaißabach sind sie gut erschlossen und bilden dort das Muldeninnerste. Im Weißwassergraben dagegen, wo die Mergelserie oberhalb der Säge und unterhalb des Wirtshauses aufgeschlossen ist, bilden sie nicht den Muldenkern; denn hier ist ein noch jüngerer Horizont der Liesenschichten, der obere Sandsteinhorizont, erhalten geblieben, weil hier die Mulde am breitesten ist und somit auch die höheren Teile noch nicht abgetragen wurden. In allen andern Teilen der Laussa-Groß-Raminger Mulde sind diese höheren Schichten schon

³⁾ Phyllit dient hier als Sammelbezeichnung für die dunkelgrauen bis schwarzen, mehr oder weniger metamorphen Schiefer, die zum erheblichen Teil noch Tonschiefern ähnlich sind.

abgetragen worden. Ob die im Lumpelgraben-Bachbett gegenüber dem Sulzbauer und weiter grabenaufwärts angeschnittenen, schön geschichteten weichen, roten und grünen Mergel, die die starken Gehäugerutschungen am Wege verursachen, Einlagerungen der

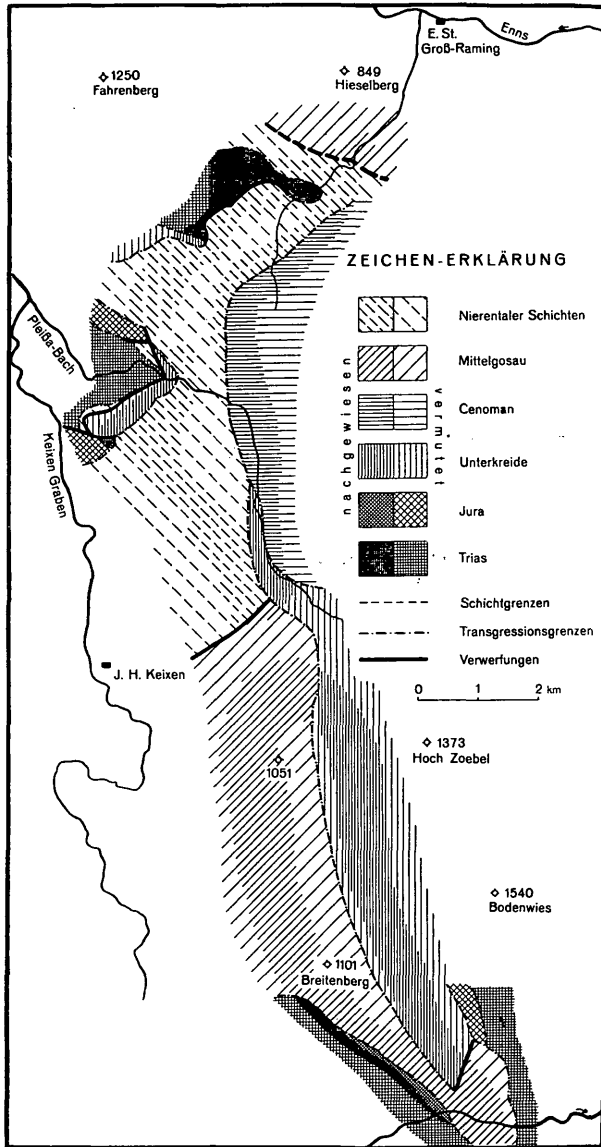


Abb. 8.
Untergrundkarte der Liesenschichten.

mittleren Liesenschichten oder eingeschupptes Neokom sind, konnte ich mit Sicherheit nicht entscheiden. Da die Mergel aber beiderseits von den typischen Liesensandsteinen begrenzt werden, habe ich mich für eingelagerte rote Liesenmergel entschieden, zumal rote

Farben in diesem Horizont im nördlichen Abschnitt des untersuchten Gebietes häufiger beobachtet wurden.

Im Weißwassertal, wo die Mulde, wie oben erwähnt, die größte Breite erlangt, ist noch der höhere Teil der Liesenschichten erschlossen, und zwar ist es der obere Sandsteinhorizont, in dem die Sandsteine sehr dickbankig werden und feineres Korn zeigen. Sonst unterscheiden sie sich kaum von den tieferen Sandsteinen. Die größte Mächtigkeit der Liesenschichten beträgt etwa 750 m. Außer Lithothamnienknollen, die in den petrographisch vollkommen gleichen Schichten des Beckens von Gams zusammen mit einer von Kühn (1930) beschriebenen Fauna vorkommen, sind mir keine Fossilien bekannt geworden.

Die Untergrundskarte der Liesenschichten (Abb. 8) zeigt nun schon fast ausschließlich nur noch Nord-Süd-Strukturen. Wir sehen also, daß die Anlage der Weyerer Bögen, die zur Untergosauzeit nur ganz schwach, aber doch schon vorhanden war, sich bis zur Zeit der Liesenschichten immer deutlicher bemerkbar macht.

B. Das Gebiet der Flyschklippenzone.

Die Flyschklippenzone umfaßt jenes Flyschgebiet, in dem zwischen die Flyschsedimente einzelne Klippen, die man besser als Schubschollen bezeichnen sollte, von Jura und Unterkreide gespießt sind. Klippen im Sinne der Schweizer Geologen sind es keineswegs.

a) Die Granite des Leopold von Buch-Denkmal und ihre Verwandten.

Bislang waren aus dem Gebiet des Pechgrabens zwei Granite bekannt (Geyer 1904). Ferner wird von Geyer (1904) und von Solomonica (1933) ein Granit nordöstlich von Neustift beschrieben. Den von Geyer erwähnten Granit etwa 200 m vom Buch-Denkmal in nordöstlicher Richtung habe ich nicht mehr auffinden können. Dagegen konnte ich im Pechgrabengebiet vier neue Granite (— einer davon wurde von Solomonica wohl schon erkannt —), und dann noch nördlich Neustift weitere auffinden. Östlich vom Buch-Denkmal, etwa in Höhe 510 m, in dem Graben, der das mit viel Unterholz besetzte Wäldchen durchfließt und in demselben Graben in Höhe 550 m stehen etwa 1 m³ große Granitblöcke an. Dann liegt in dem Tannenwäldchen südöstlich vom Buch-Denkmal ungefähr 250 m westlich vom Gratschengut in Höhe 500 m ein etwa 2 m³ großer Granitblock mit einigen kleineren Graniten. Ferner finden wir in dem Graben, der südlich vom „Wirtshaus zum Buch-Denkmal“

bei der alten Kohlenhalde in den Pechgraben mündet, in der ungefähren Höhe von 520—530 m noch einen ziemlich großen Granitblock. Alle diese Granite stehen unmittelbar an und können nicht als gerollt bezeichnet werden.

Bei weitem der größte dieser für unsere Gegend so seltsamen Granite ist derjenige, der das Denkmal für den berühmten Geologen Leopold von Buch trägt. Es handelt sich dabei um einen etwa 4 m über die Oberfläche herausragenden Gesteinskörper, der die Inschrift des Denkmals trägt und unterhalb davon liegen regellos verteilt wesentlich kleinere Granitblöcke, die man als das normale Streufeld der Hauptgranitmasse bezeichnen muß.

Heute sind auch die Granitblöcke, die außerhalb des eingezäunten Denkmalfeldes liegen, unter Naturschutz gestellt, so daß sie vor dem Abbau gerettet sind.

Petrographisch sehen sich alle Granite des Pechgrabens mehr oder weniger ähnlich. Ganz charakteristisch sind die großen roten Feldspäte (Orthoklas), die dem harten, polierfähigen Gestein die rote Farbe verleihen, und bisweilen auch große Biotite. Nicht selten zeigen die Granite schwaches S-Gefüge. Nach A. Rosiwal (aus Geyer 1911): „ein grobkörniger, rötlicher Biotitgranit mit starker Kataklaststruktur, welcher von hellen, rötlichen pegmatitischen Schlieren durchzogen wird, wobei sich diese Schlieren von dem vorherrschenden, ebenfalls durch rötlichen Feldspat gefärbten Hauptgestein kaum schärfer abheben. Spaltrisse zerlegen den Granitkörper in einzelne Blöcke, deren Kanten infolge der Verwitterung abstumpfen, so daß die bekannten, wollsackartigen Formen erübrigen“. Oft sind mit den Graniten dunkle Amphibolite verbunden.

Allgemein bekannt ist, daß diese eigenartigen Granite mit der groben Kataklaststruktur mit den Graniten der östlichen Ostalpen nicht in Verbindung gebracht werden können.

M. Richter (1923, 1930) stellt Beziehungen zu den Graniten der ostalpinen Geantiklinale (Err-Bernina-Decke) her.

Aber auch mit den Graniten der Böhmisches Masse können unsere Granite petrographisch und auch tektonisch nicht zusammengestellt werden. Die groben Kristallgranite, z. B. aus der Umgebung von Linz a. D., mit denen sie am ehesten verglichen werden könnten, zeigen doch einen ganz anderen petrographischen Habitus als unsere Granite. Herr Dr. Schädler-Linz teilte mir freundlicherweise mit, daß in dem von ihm kartierten Gebiet der weiteren Umgebung von Linz a. D. derartige Granite nicht vorkommen. — Im Bayrisch-Böhmischen Wald und auch im Schwarzwald kommen Granite vor, die denen des Pechgrabens sehr ähnlich werden können.

Wie ist nun das Auftreten dieser Granite in unserem Gebiet zu erklären? Die in Laienkreisen des öfteren ausgesprochene Ansicht, es handle sich bei dem Buch-Denkmalgranit um einen diluvialen Findling, entbehrt jeglichen Beweises. Die Granite zeigen nicht die geringsten Spuren (Schrammen, geschliffene Flächen), die den Geröllen der Gletscher eigen sind. Derartige Granite sind aus den Ostalpen, vor allem aus dem Einzugsgebiet der Enns nicht bekannt. Im Pechgraben finden wir aber auch keinerlei Spuren einer ehemaligen Vereisung.

In der älteren Literatur wird dann der Granit des Buch-Denkmal als die Verlängerung des Böhmisches Massivs, „das letzte sichtbare Auftauchen der in den Donau- und Steyrebene unter Schlier und Vorbergen, auch noch unter Flysch begraben kristallinen Masse“ (Geyer 1909) angesehen. Dagegen sprechen erstens die petrographischen Unterschiede zwischen den Graniten der Böhmisches Masse und denen des Buch-Denkmal und zweitens läßt diese Erklärung, wie weiter unten gezeigt werden soll, sich nicht mit der geologischen Lagerung in Einklang bringen.

Dann ist in neuerer Zeit die Ansicht ausgesprochen worden (Solomonica 1933), der Granit sei eine „Blockwerkstreuung des Flysches“. Diese Ansicht ist wohl keineswegs anzuerkennen, da der Flysch hier nirgends eine so grobe Fazies aufweist und auch wie schon Hochstetter (1869) und Geyer (1909) nachgewiesen haben, der Granit normal von den Grestener Schichten überlagert wird.

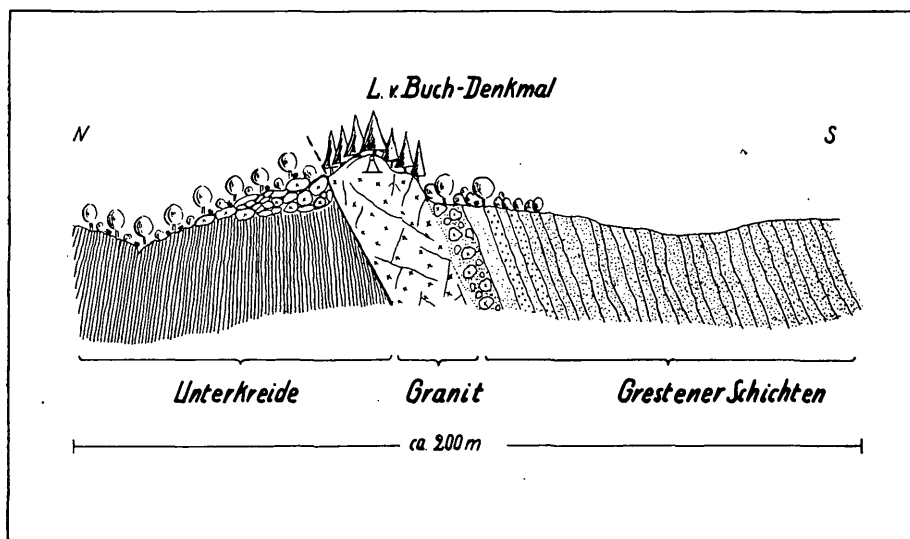


Abb. 9.

Spezialprofil durch die engste Umgebung des L. v. Buch-Denkmal.

Bei meinen geologischen Aufnahmen der Weyerer Bögen konnte ich feststellen, daß die Granite des Pechgrabens, — und das sind nunmehr fünf — überall nur auf der Südseite von den groben Arkosen des tiefsten Lias überlagert werden, während im Norden

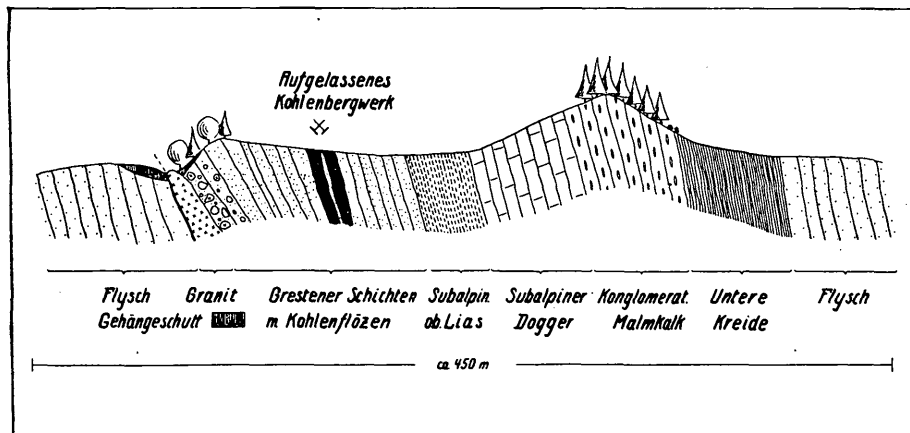


Abb. 10.

Spezialprofil durch den linken Pechgrabenhang. Das Nordende des Profils liegt etwa 400 m südlich vom L. v. Buch-Denkmal.

jüngere Schichten an den Granit grenzen. So sehen wir z. B. in dem Bächlein gleich nördlich des Buch-Denkmal und auch im Pechgrabenbett etwa 20—30 m unterhalb der Brücke schwarze und rote Mergel der Unterkreide, die Nord-Süd bis Nordost-Südwest streichen und steil nach Westen, bzw. Nordwesten einfallen, während auf der Süd- und Ostseite des Denkmals auf den Wegen und Äckern überall grobe Arkosen der Grestener Schichten zu finden sind (siehe Skizze, Abb. 9).

Noch deutlicher ist die Stellung der Granite aus dem geologischen Bau bei dem Granit in dem Graben oberhalb der alten Kohlenhalden (südöstlich vom Gasthaus „Zum Buch-Denkmal“) zu sehen. Dort grenzen nach Norden an den Granit die Sedimente des Flysches und in dem kleinen Seitenbächlein, das bei dem Granitblock in etwa 520—530 m in den Hauptbach mündet, entwickeln sich aus dem Granit ganz grobe Sedimente, die noch große, aufgearbeitete, gebleichte Feldspäte enthalten. Zum Hangenden werden diese Arkosen feiner. Es stellen sich ferner Kohlenflöze und weiche Mergel ein. Hier ist also noch deutlich das transgressive Auflager von Grestener Schichten auf Granit zu sehen. Weiter nach Norden lagert sich dann auf diese tiefsten Schichten des Lias der höhere Lias, über dem Dogger, Malm, Unterkreide und Flysch folgen (Profil-skizze, Abb. 10).

Bei den Graniten nördlich von Neustift, die denen des Pechgrabens petrographisch vollkommen gleich sind, ist die Lagerung dieselbe und auch sehr schön zu sehen. Auf der linken Seite des kleinen Baches, der östlich vom „Jägerlehen“ (Spez.-Karte 1: 75.000) vorbeifließt, liegen am Acker viele grobe Stücke von Arkosen der Grestener Schichten herum. Weiter nach oben, also nach Norden, etwa 10 m unterhalb des neuen Stalles (H. 600 m), schaut aus der Weide ein etwa 1.50 m hoher und 5×8 m großer, flaseriger, harter, splittiger Granit mit einem hellrot-rosa Aplitgang heraus, und unmittelbar oberhalb stehen die typischen Gesteine des Flysches (Ölquarzite) an. Also auch hier liegt der Granit wieder am Nordrand der Grestener Schichten. In einem rechten Nebenbach des Höllgrabens (ebenfalls nördlich Neustift) liegen viele kleinere und auch größere Blöcke von ganz groben Graniten wahllos verteilt umher. Sie dürften wohl von dem Nordrand einer weiter oberhalb gelegenen Grestener - Schichten - Schuppe stammen und später nach unten ins Bachbett transportiert worden sein.

Zusammenfassend läßt sich über die geologische Stellung der Granite sagen:

1. Sie stellen den unmittelbaren Untergrund des tiefsten Lias dar, 2. sie liegen immer am Nordrand einer Juraschuppe. Wir müssen uns also vorstellen, daß die Granite als Reste eines ehemaligen kristallinen Untergrundes der transgredierenden Grestener Schichten bei der Faltung und Überschiebung der Sedimente mit hochgeschuppt worden sind.

b) Die Jura-Schichten der Flyschklippenzone.

Die Fazies der in den einzelnen Klippen (Schubschollen) vertretenen Jura-Schichten der Flyschklippenzone ist von der Fazies der Jura-Schichten des kalkalpinen Gebietes sehr verschieden (siehe S. 375). Geyer hat diesen Jura-Schichten mit der besonderen Fazies den Namen „subalpiner Jura“ gegeben. Bei meinen Aufnahmen konnte ich feststellen, daß diese Fazies eindeutig an das Verbreitungsgebiet des echten Flysch gebunden ist. Es sei hier nochmals betont, daß das Gebiet des echten Flysches bei weitem nicht so umfangreich ist, wie es auf der Karte von Geyer ausgeschieden wurde. Denn ein großer Teil von dem „Geyer'schen Flysch“ hat sich, wie wir im vorigen Abschnitt (S. 380) sahen, als kalkalpine Oberkreide erwiesen.

Doch nun wollen wir uns die Ausbildung der Jura-Schichten in der Flyschzone genauer ansehen. Der Lias transgrediert mit groben Arkosen der Grestener Schichten auf einem granitischen

Untergrund. Die Konglomerate enthalten in den Basalteilen noch viele aufgearbeitete Granitgerölle. Nach oben werden die Grestener Schichten feiner, bis sich dunkle Mergel einstellen. Kohlenflöze sind nicht selten zwischengeschaltet. Bis vor 30 Jahren ging in diesen Schichten im Pechgraben ein reger Bergbau um. Auch in der Großau, zwischen Neustift und Waidhofen a. d. Ybbs, wurden diese Flöze abgebaut. Neuerdings wird wieder ein Versuch auf Abbau nördlich der Ortschaft Neustift, oberhalb des Gehöftes Schaller, gemacht. Da die Kohlenflöze doch zu sehr mit den Sandsteinen und Mergeln durchsetzt sind, kann man die Kohle nicht als hochwertig ansprechen. Ferner ist die regionale Verteilung immer nur an einzelne „Klippen“ gebunden. Diese Klippen erreichen niemals solche Größen, daß ein Bergbau aussichtsreich erscheinen kann.

Über den Grestener Schichten folgen plattige, harte, z. T. glimmerreiche Mergel, die mit einzelnen hellgrauen, spätigen Kalkbänken wechsellagern. In den Mergeln, die bisweilen leicht bituminös sein können, kommen nicht selten Toneisensteingeoden vor. Nach Geyer entsprechen diese Schichten dem höheren Lias. Sie wurden von mir als subalpiner Lias ausgeschieden.

Dem Dogger entsprechen die subalpinen Klauskalke, bei denen es sich um dunkelgraue, bisweilen auch heller graue, glimmerreiche, leicht sandige Mergel mit Kieselkalkbänken, die nach oben an Bedeutung zunehmen, handelt. Das charakteristische Leitfossil *Posidonomya alpina* Gras ist des öfteren zu finden (z. B. am Westabhang des Hechenberges, P. 878).

Das nächst höhere Schichtenglied bilden die konglomeratischen Kalke des Malm. Es sind hellweiße, aus einzelnen mehr oder weniger gut gerundeten Kalkgeröllen zusammengesetzte Konglomerate, die morphologisch als Härtlinge im Gelände deutlich zu Tage treten (z. B. Hechenbergzug!). Ferner ist das von Geyer schon beschriebene sandige Tithon im Pechgraben schräg (d. h. gegen Nordwesten) gegenüber vom Buch-Denkmal noch zu erwähnen. Es ist in einer kleinen Klippe gleich oberhalb des Baches sehr gut aufgeschlossen und führt eine Reihe z. T. gut erhaltener Fossilien.

c) Die Unterkreideschichten der Flyschklippenzone.

Auffallenderweise unterscheiden sich die Schichten der Unterkreide in der Flyschklippenzone nicht wesentlich von den Äquivalenten des kalkalpinen Gebietes. Während im allgemeinen die Sedimente der Flyschklippenzone eine sandige bzw. küstennahe Fa-

zies darstellen, fehlen in der Unterkreide der Flyschklippenzone die sandigen Einlagerungen, die dagegen im kalkalpinen Gebiet doch eine wesentliche Rolle spielen (S. 379—380), vollkommen. In der Flyschklippenzone ist die Unterkreide einmal in Form von hellen Ap-tychenkalken (z. B. oberhalb vom Bauerngut Schaller-Neustift) ausgebildet. Andererseits finden wir auch die mehr oder weniger weichen Mergelschiefer mit der typischen tiefroten oder schwarzen Farbe. Infolge der erheblichen tektonischen Beanspruchung sind sie selten gut erhalten. Weiterhin ist es sehr auffallend, daß sie oft gerade vor den einzelnen Jura-Klippen liegen, eine Tatsache, die wohl dahin zu deuten ist, daß die weichen Unterkreidemergel ein ideales Schmiermittel für die Überschiebung darstellen, also eine ähnliche Funktion ausüben wie die Werfener Schichten im großen Bauplan der Ostalpen.

d) Der Flysch.

Folgende Gesteine wurden auf Grund der petrographischen Beziehungen zu den bekannten Flyschvorkommen am Rande der nördlichen Kalkalpen im Gebiete der Weyerer Bögen als Flysch ausgeschieden:

1. Dunkelgraue, harte, splittrig brechende Glaukonitquarzite, auf frischen Bruchflächen mit öligem Glanz. Die Verwitterungsrinde dieser als „Ölquarzite“ bezeichneten Gesteine ist dunkelbraun, sehr hart und oft zellig ausgebildet. In Oberbayern und auch im Salzburgerischen ist für diesen Horizont Gault-Alter nachgewiesen worden.

2. Helle, eintönige, z. T. plattige, z. T. auch bankige, sehr glimmerreiche Sandsteine und harte dünnplattige, graue Mergel. Diese Sandsteine sehen den Reiselberger Sandsteinen Oberbayerns (Cenoman) sehr ähnlich. In den Schwermineralspektren nach W. Richter (1937) lassen sich ebenfalls zwischen den glimmerreichen Sandsteinen des Pechgrabens und den Reiselberger Sandsteinen von Gmunden am Traunsee oder denen von Oberbayern deutliche Übereinstimmungen erkennen.

Die Zusammensetzung der Schwermineralien aus den Flyschsedimenten ist von den altersgleichen Schichten der kalkalpinen Zone vollkommen verschieden, so daß die Annahme berechtigt ist, daß die Flyschsedimente von einem andern Festland mit Sedimentmaterial beliefert worden sind, als z. B. das kalkalpine Cenoman (siehe auch Brinkmann, Gundlach, Lögters und W. Richter 1937).

Die folgende Zusammenstellung soll uns nochmals eine kurze Übersicht über die verschiedenen Schichten geben.

	Geosynklinale		Kumunischer Rücken		Geosynklinale
	Dan	Ältere laramische Phase	Liesen-Schichten Sandsteine, Mergel Quarzphyllitbreccien	750 m	
Obere Kreide	Senon	Rußbachphase, Res-senphase od. Weingeröder Phase	Nierentaler Schichten Mergel u. Konglomerate	600 m	Glimmerreiche Sandsteine (? Reisersberger Sandstein)
	Emscher	Vorgosauische Phase	Obergosau- und Mittelgosau-Schichten fehlen	—	
	Turon		Untergosau-Schichten Mergel, Kalke und Konglomerate	900 m	
	Cenoman	Austrische Phase	fehlt	—	
	Gault	Jungkimmerische Phase ?	Sandsteine, Mergel, Konglomerate mit exotischen Geröllen	600 m	
Untere Kreide	Neokom		Dunkle Mergel	50 m	Glaukonitquarzit
			Sandsteine (Hauterive) Mergel und Kalke (Aptychen-Kalke)	200 m	Bunte Mergel und Aptychen-Kalke
Jura	Malm		Rote Tithonkalke	70 m	Konglomeratischer Malmkalk
	Dogger		Hornsteine und Vilser Kalk	150 m	Hornsteine u. subalpine Kalkauskalke
	Lias		Lias-Fleckenmergel und Hierlatzkalk	200 m	Dunkle, sandige Mergel
Obere Trias	Rhätisch		Kössener Schichten	80 m	Kohlenflöze } Gröstarer Schichten
	Norisch		Hauptdolomit	50 m	Granitischer Untergrund (Buch-Denkmal - Granit)

e) Der Serpentin und seine Begleiter (? Aroser Schuppenzone).

Schon seit 1830 (Boué) ist der Serpentin von Gstadt bei Waidhofen a. d. Ybbs, den auch Geyer (1909) eingehender beschreibt, bekannt. Solomonica (1935) erwähnt dann noch einen Serpentin aus dem Pechgraben. Es handelt sich bei beiden Vorkommen um ein grasgrünes, festes, z. T. splittiges Gestein, das aber selten in frischer Form anzutreffen ist. Meistens findet man stark zersetzte Stücke mit sehr viel Rutschflächen, so daß man Handstücke mit frischen Bruchflächen kaum bekommen kann.

Der Serpentin von Gstadt wurde früher im Steinbruchbetrieb abgebaut und scheinbar zu Schotterzwecken verwandt. In dem Steinbruch, der sich etwa 100 bis 150 m oberhalb der großen Ybbschlinge bei Gstadt am Waldrande befindet, ist der Serpentin sehr gut zu sehen. Auch kann man dort die Verschiedenartigkeit des Gesteins (Verwitterungserscheinungen usw.) gut beobachten.

Wesentlich besser erhalten ist der Serpentin aus dem Pechgraben. In dem Graben südlich des Feichtbichlerhäusls, etwa 700 m westlich vom Pechgraben, steht am rechten Hang im Walde (ca. 100 m von Bachbett entfernt) ein ungefähr 2 m hoher Block an, der zum größten Teil aus unzersetztem Serpentin besteht. Im Walde kann man dann noch eine Reihe weiterer kleinerer Serpentinblöcke sammeln. Der Serpentin des Pechgrabens ist petrographisch dem von Gstadt bei Waidhofen a. d. Ybbs vollkommen gleichzustellen. Sichere Kontakterscheinungen ließen sich in beiden Fällen nicht nachweisen.

Serpentine kommen in den nördlichen Kalkalpen wohl ab und zu vor. Doch möchte ich den beiden oben erwähnten Vorkommen besondere Bedeutung zumessen, erstens wegen der außergewöhnlichen Lage genau am Nordrand der Kalkalpen und zweitens wegen der in der unmittelbaren Umgebung vorkommenden eigenartigen Gesteine, die im folgenden etwas näher beschrieben werden sollen.

In demselben Graben südlich des Feichtbichlerhäusls am linken Hang in einer Weide gegenüber dem Serpentinblock tritt ein eigenartiges Konglomerat zu Tage (Solomonica 1933 und Lögters 1937), das sich von den normalen Cenoman- und anderen Oberkreidekonglomeraten deutlich durch die Geröllzusammensetzung unterscheidet. Die Gerölle sind z. T. gut gerundet und enthalten sehr viele (30%) basische Eruptiva (Diabasporphyr, Melaphyr und Serpentin); Porphyre, wie wir sie aus den Cenomankonglomeraten kennen, sind aber nur wenige vorhanden. Ich halte es für sehr wesentlich, daß dieses Konglomerat auch Granitgerölle (etwa 10%), u. a. auch solche vom Buch-Denkmaltypus enthält. Von dem grün bis rötlichen, kalkig-kieseligen Bindemittel ist infolge der starken

Verwitterung sehr wenig zu sehen. Ferner stehen etwa 200 m westlich der Fahrbahn durch den Pechgraben, ebenfalls in dem Graben südlich des Feichtbichlerhäusls, schwach metamorphe, harte, geflaserte rote Kalke (? Tithon) in Verbindung mit einem basischen Gestein an, das noch näher zu untersuchen ist.

Derartige Gesteine (Serpentine, Konglomerate mit Granit und viel basischen Eruptivgesteinen und diese eigenartigen Kalke) werden im Allgäu und weiter westlich zur Aroser Schuppenzone gerechnet. Ich möchte für unser Gebiet diesen Gesteinen dieselbe regionale Stellung einräumen, zumal die tektonische Stellung auch dasselbe Bild ergibt. Im Allgäu und Rhätikon liegt die Aroser Schuppenzone (M. Richter 1929) am Nordrand des Oberostalpin oder sagen wir an der Grenze von Oberostalpin und Flysch. Bei uns befinden sich die Serpentine und ihre Begleiter ja auch an derselben Grenze. Aus den oben erwähnten Gründen könnte man die Serpentine und seine Verwandten zur Aroser Schuppenzone rechnen. (Lögters, 1937, S. 104.)

C. Die Ablagerungen aus der Neuzeit der Erde.

Zur Tertiärzeit kam es im alpinen Bereich zu den großen Auffaltungen, denen wir die Entstehung des heutigen Alpenkörpers als Hochgebirge verdanken. Tertiäre Ablagerungen sind aus unserem Gebiete nicht bekannt. Inwieweit gewisse Teile des Flysches unseres Gebietes dem Tertiär angehören, soll hier nicht weiter untersucht werden. Sehr wahrscheinlich gehören die grauen, gelb verwitternden Sandsteine, mit nur ganz untergeordneten Mergellagen auf dem Glasenberg (etwa 4 km nördlich vom Buch-Denkmal), dem Eozän an. Das Konradsheimer Riesenkonglomerat (von Geyer als Eozän kartiert) ist sehr wahrscheinlich zum Cenoman zu rechnen.

Im Gegensatz zu den fraglichen und auch nur spärlichen Ablagerungen des Tertiärs nehmen die Bildungen des Diluviums einen wesentlich größeren Raum ein. Von ihnen treten die Hoch- und Niederterrassen am stärksten ins Gewicht. Die Niederterrassen bestehen aus wenig fest zusammengekitteten Schottermassen und bilden im Ennstale, wie schon eingangs erwähnt, fast überall die Flächen für die landwirtschaftliche Besiedlung. Gegen die Enns, die ihr Bett tief darin eingesägt hat, bilden sie fast durchwegs scharfe Kanten. Die Hochterrassenschotter sind meistens hart zementiert. Oft ist ihr Rand unterhöhlt.

Dann sind noch als Reste der ehemaligen Vereisung die Moränen zu erwähnen. Nach Geyer hat während der Riß-Eiszeit (mittlere Eiszeit) der Ennsgletscher bis Reichraming gereicht. Die

Moränen bestehen aus lehmigen Schottern und sind meistens nur in kleinen Resten erhalten.

In die Zeit des *Alluviums* gehören die Schuttkegel und die jüngsten Talaufschüttungen, Schotter und Sande der Flüsse.

2. Tektonischer Bau und geologische Entwicklungsgeschichte.

Schon bei der Betrachtung der Gesteine, die im Gebiete der Weyerer Bögen auftreten, ist uns eine ungeheure Mannigfaltigkeit und Verschiedenheit aufgefallen. Wir sahen, daß altersgleiche Schichten im Norden anders entwickelt sind, als im südlichen Teil. Wenn wir nun einen Blick auf die geologische Karte werfen, so sehen wir, daß Schichten aus denselben geologischen Horizonten in verschiedener Ausbildung ganz dicht nebeneinander liegen. Weiter zeigt uns die geologische Karte, daß die Lagerung der einzelnen Schichten zueinander sehr wechselt und scheinbar keiner Gesetzmäßigkeit unterworfen ist.

Im folgenden soll nun versucht werden, in dieses scheinbare Durcheinander der Schichten ein System hineinzubringen.

Rechnen wir die Mächtigkeit aller in unserem Gebiete auftretenden kalkalpinen Schichten zusammen, so erhalten wir die fast unvorstellbare Summe von 3500—4000 m. Und wenn wir uns weiter vergegenwärtigen, daß diese Schichten zusammengefaltet und übereinandergeschoben worden sind, so ist es ein Leichtes einzusehen, daß in dem heutigen Gebirgsbau nicht mehr die ursprüngliche Höhe vorliegt. *Ampferer* (1935) hat für die Gesäuseberge berechnet, daß etwa nur $\frac{1}{4}$ des ehemaligen Gebirgskörpers noch erhalten ist, während $\frac{3}{4}$ als Abfall durch Verwitterung und Abtragung entfernt worden sind. Um so schwerer will es uns erscheinen, aus diesem alten Rumpf noch den tektonischen Bau zu rekonstruieren.

Um das tektonische Bild der Weyerer Bögen zu verstehen, müssen wir ihre geologische Entwicklungsgeschichte verfolgen.

Im vorigen Großabschnitt bei der Besprechung des „Baumaterials“ haben wir schon einen Einblick in die erdgeschichtliche Entwicklung getan. Nun sollen die Lagerungsverhältnisse der Schichten zueinander, also „die Bauweise“, besprochen werden.

A. Das heutige tektonische Bild.

Wir müssen bei der Betrachtung des **heutigen tektonischen Bildes** drei große Gebiete voneinander unterscheiden:

- a) den westlichen Teil mit dem normal ost-weststreichenden Gebirgsbau,

- b) das eigentliche Gebiet der Weyerer Bögen, in dem das Streichen der Schichten von Osten allmählich nach Süden umschwenkt und
- c) das Gebiet des Pechgrabens und die Umgebung des L. v. Buch-Denkmal, wo die zwei verschiedenen tektonischen Richtungen zur Überschneidung kommen.

Das westliche Gebiet

setzt sich aus isoklinal gefalteten Sätteln und Mulden zusammen, die das normale Ost-West-Streichen der Ostalpen aufweisen. Die höchsten Erhebungen werden fast immer von den harten Schichten des Jura gebildet. Nach Norden tauchen die Schichten immer mehr unter, so daß hier die jüngeren Schichten der Kreide einen größeren Raum einnehmen. In der näheren Umgebung von Losenstein bilden die Schichten der Kreide (Neokom und Cenoman) eine breite Mulde, die ich als Losensteiner Mulde bezeichnet habe. Im Süden wird diese Mulde von dem Trias-Jura-Zug des Schieferstein (P. 1181) überschoben. Am Nordausgang der ersten Pechgrabenenge ist diese Überschiebung gut aufgeschlossen (S. 419). Die Losensteiner Mulde ist in sich nochmals gefaltet und bisweilen von älteren Gesteinsserien durchbrochen worden. So ragt inmitten der Kreideschichten in Losenstein die durch die Burgruine Losenstein gekrönte Felsmasse von Vilser Kalk heraus. Weiter gegen Osten wird dann der Aufbau der Mulde noch komplizierter. Ein langer Bergzug von harten Gesteinen, vom Hauptdolomit bis zum jüngsten Jura, der nebenbei auch morphologisch sehr schön herausmodelliert ist, durchspießt im Osten die Losensteiner Mulde. An sich wäre es am einfachsten, anzunehmen, daß die Durchspießungen älterer Gesteine in der Losensteiner Mulde einen Sattel darstellen. Doch hier liegen die tektonischen Verhältnisse anders. Dieser lange Jura-Zug ist nämlich eine geologische Mulde, die in sich noch öfters geschuppt und verworfen ist. Am Südabhang des Rabenreitwegkogels (Prof. 12 der geol. Karte), — also am Ostende dieses Jurazuges, — ist der muldenförmige Bau sehr schön zu sehen. Die den breiten Wiesenabhang bildenden Neokommergel werden auf beiden Seiten (im Nordosten und Südwesten) von roten Tithonkalken und diese wiederum von den Vilser Kalken des Dogger unterlagert. Bei genauerer Betrachtung erkennen wir, daß es sich nicht um eine einfache Mulde handelt; denn eine Reihe von Verwerfungen und Überschiebungen verwickeln das tektonische Bild sehr. Daß Querwerfungen eine große Rolle spielen, sehen wir schon einmal daran, daß der lange Jurazug östlich des Pechgrabens unterbrochen wird, und daß inmitten der Unterkreideschichten nur noch

ein schmaler Zug von Tithonkalken den Verlauf der geschuppten Juramulde angibt.

Etwa 100 m östlich der Walkenmauerspitze ist der Charakter dieser Querstörungen in einer grabenförmigen Einsenkung schön zu sehen. Das klippenartige Vorkommen von Jurakalken nördlich der Walkenmauer steht auch in ursächlichem Zusammenhang mit dem eben beschriebenen Jura-Zug. Es stellt den Rest des im allgemeinen nicht emporgeschuppten Nordflügels der langen Juramulde dar.

Den Nordrand der Losensteiner Mulde bildet im engeren Pechgrabengebiet die große Überschiebung auf die Cenomanklippenzone. Doch ist der Verlauf dieser Überschiebung im einzelnen sehr ungenau. Die Überschiebung streicht etwa Nordwest. Im Osten wird die Losensteiner Mulde entlang einer anderen Überschiebung, der Groß-Raming-Neustifter Überschiebung, auf die später (S. 408) näher eingegangen werden soll, begrenzt, und zwar taucht hier die Losensteiner Mulde unter den nordost-südweststreichenden Hauptdolomitzug der Weyerer Bögen unter.

Und damit kommen wir nun in das

Gebiet der eigentlichen Weyerer Bögen, jenen Teil, in dem die Schichten aus dem normalen Ost-West-Streichen herausfallen, von Waidhofen a. d. Ybbs gegen Westen allmählich Nordost-Südwest und bei Groß-Raming dann völlig Nord-Süd streichen. Aus der Übersichtskarte (Abb. 11) ist dieses Einbiegen der Schichten deutlich zu sehen, und zwar sind die Schichten auch hier in eine Reihe von verschiedenen Sätteln und Mulden zerlegt. Die Mulden sind nun auf der Übersichtskarte besonders ausgeschieden und sie lassen den girlandenförmigen Bau sehr schön erkennen. Die Falten beschreiben einen großen, nach Nordwesten konvexen Bogen, der im Norden am meisten gekrümmt ist, während weiter nach Süden, bzw. Südosten die Krümmungsintensität sehr abnimmt.

Östlich und nördlich von Altenmarkt tauchen in dem großen Triasmassiv zwei Jurazüge mit Kreideeinemulden auf, deren Verlauf deutlich Nordost-Südwest gerichtet ist. Es handelt sich hier, wie wohl fast überall in unserem Gebiet, nicht um einfach eingemuldete Senken, sondern fast durchweg sind die Sättel und Mulden isoklinal gefaltet, und zwar nach Norden oder nach Westen verengt. Oft ist dann noch der eine oder andere Flügel der Mulde abgequetscht. Ob die Gosauschichten in den eben genannten Muldenzügen schon diskordant auf dem Nordost streichenden Gebirge liegen, ist von mir nicht näher untersucht worden. Nach der geologischen Spezialkarte von Geyer ist es aber wohl anzunehmen. Das würde also besagen, daß hier die Nordost-Südweststruktur des

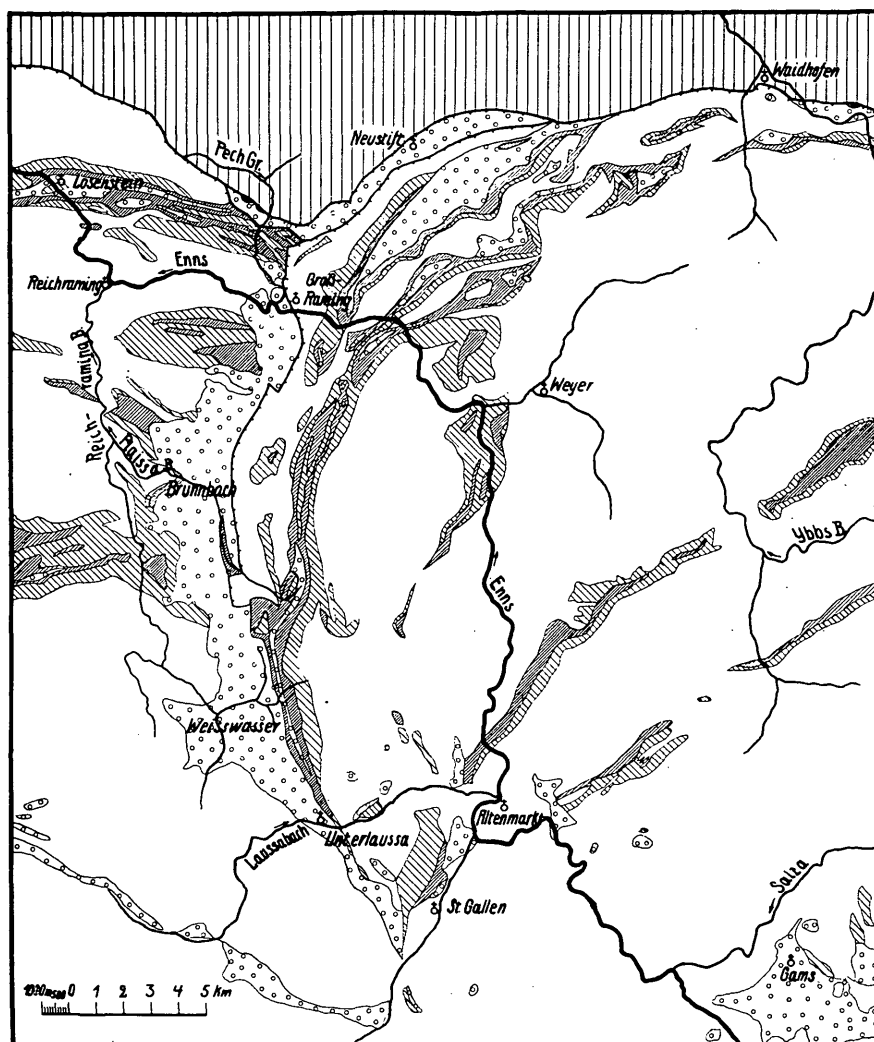


Abb. 11.

Geologische Übersichtskarte der Weyerer Bögen
(z. T. nach G. Geyer und O. Ampferer). Maßstab etwa 1 : 275.000.

Gebirges schon zu vorgosauischer Zeit vorhanden war. Wir werden später noch sehen, daß es dafür auch direkte Beweise gibt (S. 410).

Schon fast vollkommen Nord-Süd streicht die Kreidemulde, die das Ennstal bei Kastenreith (westlich Weyer) kreuzt. Auch hier sehen wir, daß die Mulde noch des öfteren in sich geschuppt und

gefaltet ist. Und wenn wir noch weiter nach Westen gehen, so sehen wir den großen bogenförmigen Bau der isoklinal gefalteten Sättel und Mulden in herrlichster Form (siehe Abb. 11). Ein in sich noch geschuppter Muldenzug beginnt etwas nördlich vom Laussatal, streicht über den Ostabhang des Almkogels (P. 1512), kreuzt das Ennstal etwa 2.5 km östlich von Groß-Raming und reicht bis nach Waidhofen a. d. Ybbs. Im Süden ist diese Mulde viel enger gefaltet und geschuppt, als im Norden und Nordosten, wo das Cenoman als das jüngste Sediment dieses Zuges in immer breiteren Ausstrichen zu Tage tritt. Auch treten dort noch eine Reihe von breiteren Spezialsätteln und -mulden auf. Ein verhältnismäßig schmaler Trias-Sattel trennt diesen Muldenzug von dem weiter nordwestlich gelegenen, der die breite Cenomanmulde nordöstlich von Groß-Raming und südwestlich von Neustift trägt. Hier ist die synklinale Lagerung schon deutlicher zu erkennen. Nach Süden ist diese Mulde nur noch in kleinen Resten (so am Gamsstein und in den Jurastreifen am Ostabhang des Hechenberges, P. 1318) zu verfolgen.

Wenn wir nun noch etwas weiter westlich gehen, so stehen wir am Rande der östlichen Faltenzüge und damit stehen wir gleichzeitig an einer großen Überschiebung, deren Verlauf die „Linienführung der Weyerer Bögen“ sehr schön zeigt. Im Gelände ist diese Überschiebung, die ich „Groß-Raming-Neustifter Überschiebung“ genannt habe, auch sehr gut zu erkennen. Die aus harten Dolomiten und Rauchwacken bestehenden Mauern bilden deutliche Steilstufen gegen die von ihnen überschobenen weicheren Sandsteine und Mergel der Oberkreide. Zwischen Brunnbach und Groß-Raming verläuft die südliche Fortsetzung der Groß-Raming-Neustifter Überschiebung abgesehen von einigen Unregelmäßigkeiten Nord-Süd. Weiter nach Süden ist der Verlauf nicht mehr so eindeutig; denn südlich vom Eibeckkogel (Faltrionkogel bei der Hirschkogelalm) ist wohl ein großer Teil des Schichtenpaketes von den östlichen Faltenzügen überhaupt nicht mehr hochgeschuppt worden. In der näheren Umgebung von Groß-Raming ist die Überschiebung durch die mächtigen Schottermassen der Terrassen verdeckt. Der Felsen von Vilser Kalk, der die starke Verengung des Ennsbettes bei Groß-Raming (Brücke) hervorgerufen hat, gehört schon nicht mehr zu den östlichen Faltenzügen, sondern zu der weiter unten zu besprechenden Laussa-Groß-Raming Mulde, während die Hauptdolomiffelsen etwa 250 m westlich der Kirche in Groß-Raming noch einen Teil der östlichen Faltenzüge bilden. Daraus ist zu schließen, daß die große Überschiebung zwischen den beiden eben beschriebenen Felsen durchstreicht. Etwas weiter nördlich, dort wo Neustift und Pechgraben sich zum Aschabach vereinen, ist die Überschiebung wieder gut aufge-

schlossen. Im Neustiftgraben, und zwar am rechten Ufer, stehen die Untergosaumergel und -konglomerate an. Dagegen liegt am linken Ufer direkt über den Untergosaumergeln der Hauptdolomit. (Siehe Abb. 12.) Etwa 1 km von diesem schönen Aufschluß gegen Norden biegt dann die Überschiebung plötzlich von der Nord-Südrichtung in die Ostnordost-Westsüdwestrichtung um. Hier erkennt man wohl am schönsten die beiden Bewegungskomponenten der Weyerer Bögen, einmal die Süd-Nord- und andererseits die Ost-Westbewegungsrichtung. Ganz in der Nähe der Umbiegungsstelle (etwa 100 und 750 m weiter östlich) sehen wir dann auch noch sehr schön, daß die eben genannten Bewegungen jünger sind als die Süd-Nordbewegungen, die die Faltung der Losensteiner Mulde und die Überschiebung der Lo-

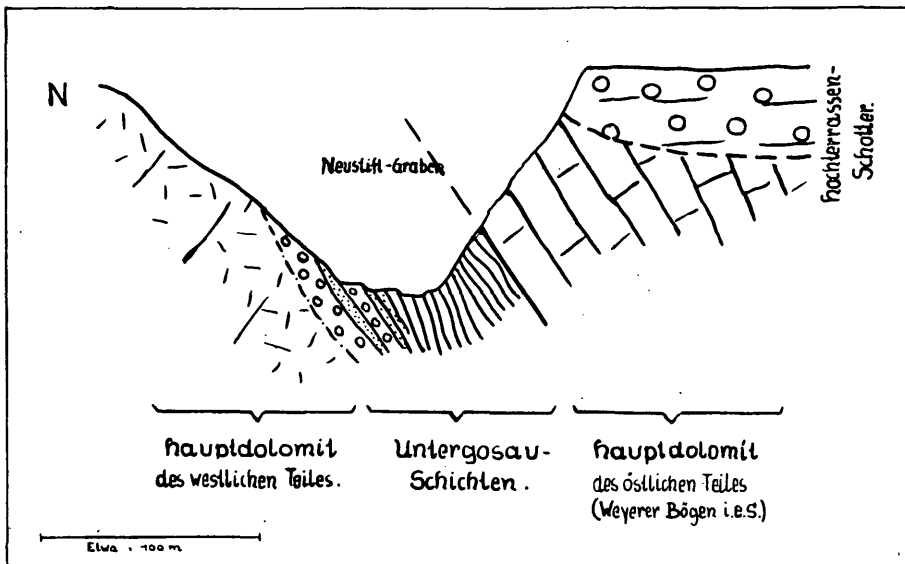


Abb. 12.

Profilskizze aus dem Unterlauf des Neustiftbaches (mit Groß-Raming-Neustifter Überschiebung).

sensteiner Mulde auf die Cenomanklippenzone bewirkten; denn die Faltenzüge der Losensteiner Mulde und ihr Nordrand werden an der Groß-Raming-Neustifter Überschiebung plötzlich abgeschnitten oder sagen wir besser zugeschoben und überdeckt. Daß diese Bewegung in die Tertiärzeit fällt, erhellt aus der Tatsache, daß im Lumpelgraben die jüngsten Kreideschichten, die Liesenschichten noch überschoben werden.

Im folgenden soll noch die westliche Mulde der Weyerer Bögen, die wir als „Unterlaussa-Groß-Raming-Mulde“ bezeichnen wollen, beschrieben werden. Sie beginnt im Süden bei

St. Gallen und erstreckt sich in einer Länge von etwa 25 km über Unterlaussa, Brunnbach, Groß-Raming bis an die Gabelung von Pechgraben und Neustiftgraben. Die Profile 1—9 auf der geologischen Karte geben ein Bild von der Lagerung in diesem Teil der Weyerer Bögen. Ich habe diesen Teil für meine Untersuchungen deshalb gewählt, weil hier die größte Mannigfaltigkeit der Schichten zu erwarten und damit auch die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Oberkreideschichten am besten zu klären waren. Während nämlich die Kreidemulden der östlichen Faltenzüge in ihrem Kern als jüngstes das Cenoman führen, ist in dieser breit angelegten Mulde die Oberkreide noch bis zum Danien erhalten. Im Norden und Süden hebt sich die Mulde allmählich heraus, so daß dort überall die Untergosauschichten in breitem Ausstrich zu Tage treten. (Südlich des Laussabachs und nördlich der Enns.)

Die lange Mulde ist durch eine Querauffaltung in zwei Teile geteilt. In beiden Teilen wird der Muldenkern durch die Liesenschichten gebildet. Der tiefste Punkt der Mulde dürfte wohl im Weißwassertal liegen; denn hier ist die einzige Stelle, wo der höchste Teil der Liesenschichten noch erhalten ist. Von dort hebt sich die Muldenachse allmählich nach Süden gegen das Laussatal und nach Norden über den Sonnberg und Hirschkogel bis in den Oberlauf des Eibeckgrabens, wo dann die Untergosauschichten an der durch eine Verwerfung im Norden abgeschnittenen Querauffaltung wieder zu Tage treten. Der Westflügel dieses südlichen Muldentales wird von diskordant auf den Ost-West streichenden Faltenzügen liegenden Untergosauschichten dargestellt, während der Ostflügel z. T. tektonisch bedingt ist (S. 408). Aber ganz im Süden, d. h. gleich nördlich des Laussatales, transgredieren die Untergosauschichten auf den Nord-Süd streichenden Faltenzug der Weyerer Bögen. Daraus erhellt, daß zur Zeit der Untergosau dort schon eine Anlage der Weyerer Bögen vorhanden war.

Ganz so einfach wie der südliche Muldenteil ist der nördliche nicht gebaut. Hier ist zwar der Ostrand sehr einfach, dafür weist der Westrand einige Quer- und eine große Längsverwerfung auf. Ferner sind es diesmal nicht die Untergosauschichten, die den westlichen Muldenflügel zusammensetzen, sondern die Nierentalerschichten. Diese sind auch nur noch in kleineren und größeren Resten erhalten. Die Liesenschichten transgredieren sowohl auf Hauptdolomit, den für unser Gebiet ältesten Schichten, wie auf den Nierentalerschichten, die normal unter den Liesenschichten liegen. Damit ist eine tektonische Bewegung größeren Ausmaßes zwischen Maastricht (Nierentalerschichten) und Danien (Liesenschichten), die als ältere laramische Phase bezeichnet wird, zum ersten Male in den Ostalpen nachgewiesen worden. Gegen Norden sind die Liesen-

schichten infolge der tiefgreifenden Verwitterung nicht mehr erhalten. Dort treten die Unter-Gosauschichten wieder auf, und zwar sind sie nördlich der Enns nur mehr in kleinen, unzusammenhängenden Resten erhalten.

Das Gebiet des Pechgrabens und die Umgebung des Leopold von Buch-Denkmales.

Wir konnten bisher bei der Betrachtung des geologischen Bildes die beiden Hauptlinien, einmal das System der Weyerer Bögen und andererseits das normale Ost-Westsystem der Ostalpen deutlich trennen. Nun begeben wir uns in jenen Teil der Weyerer Bögen, wo diese beiden Linien zur Überschneidung kommen. Dabei sind drei tektonische Abschnitte zu beachten:

1. Cenomanklippenzone;
2. Die Kalkalpen-Flyschüberschiebung;
3. Flyschklippenzone.

Die Cenomanklippenzone ist jener Teil unseres Gebietes, der sich in Fazies und Tektonik von dem normalen, kalkalpinen Cenomanverbreitungsgebiet unterscheidet. Im geologischen Gesamtbild stellt die Cenomanklippenzone einen langen, schmalen Streifen am Nordrand der Kalkalpen dar. Im Westen reicht sie etwa einen Kilometer über den Pechgraben und nach Osten erheblich über Neustift hinaus. Die diese Zone zusammensetzenden Cenomansichten werden noch von älteren Gesteinen (Hauptdolomit, Jura in kalkalpiner Fazies und Unterkreide) durchspießt. Diese Klippen sind sowohl nördlich des Neustiftgrabens beim Welsergut als auch im Pechgraben nördlich der Walkenmauer (Punkt 601) aufgeschlossen. Die tektonische Beanspruchung der Cenomanklippenzone ist sehr groß gewesen. Die Schichten sind in sich derart geschuppt, daß es nicht möglich ist, irgend ein zusammenhängendes Profil zu bekommen. Das ist auch ganz erklärlich, denn hier liegt, wie wir gleich sehen werden, der Knotenpunkt der vielen, großen Überschiebungskräfte. Die Cenomansichten dieses Raumes sind ziemlich weich und mürbe, so daß alles sehr stark zerquetscht werden konnte. Schon bei der Besprechung der Groß-Raming-Neustifter-Überschiebung ist uns aufgefallen, daß die Weyerer Bögen die ost-weststreichenden Faltenzüge der Losensteiner Mulde zuschieben. Wir sehen also, daß der Südrand der Cenomanklippenzone sich aus zwei verschiedenen Überschiebungen zusammensetzt, die hier im Norden schon im stumpfen Winkel zueinander stehen.

Die Kalkalpen-Flysch-Überschiebung beschreibt einen nach Süden konvexen Bogen und stellt den Nordrand der Cenomanklippenzone dar. Ich möchte sie deshalb hier eines besonderen Absatzes würdigen, weil in ihr die schon erwähnten Serpentine (S. 401, 403) und die eigenartigen Konglomerate, die ich für Äquivalente der Aroser Schuppenzone halten möchte, hochgeschuppt worden sind. Die Kalkalpen-Flysch-Überschiebung stellt den Nordrand einer gewaltigen Überschiebungsbahn dar, wie aus folgender Tatsache zu ersehen ist. Bei Windischgarsten (Brinkmann 1937) taucht unter der mächtigen Kalkalpensedimentdecke fensterartig derselbe Flysch auf, der sonst im allgemeinen erst nördlich der Kalkalpen beginnt. Das heißt also: die nördlichen Kalkalpen sind mindestens um 25 Kilometer (= Entfernung Windischgarsten—Kalkalpennordrand) nach Norden gefahren. So ist es wohl erklärlich, daß hier, gewissermaßen an der Stirn der großen Deckenüberschiebung der Kalkalpen, nur noch kleine, spärliche Reste von der der oberostalpinen Zone vorgelagerten „Aroser Schuppenzone“ erhalten sind bzw. mit hochgeschuppt worden sind. Diese kleinen Schuppen sind demnach die letzten, spärlichen Zeugen eines unter den Kalkalpen begraben, einheitlichen, deckenförmigen Gebildes.

Die Flyschklippenzone ist jener Teil der großen Flyschzone, in dem die Sedimente des Flysches klippenartig von älteren Schichten durchspießt werden. Wir wollen uns auch hier nur mit dem Pechgrabengebiet befassen. Ein Blick auf die tektonische Karte (Abb. 3) zeigt, daß in dem südlichen Teil dieser Zone der Flysch flächenmäßig eine untergeordnete Rolle spielt und der Hauptanteil auf die Juraschichten entfällt. Diese Schichten bilden im Pechgrabengebiet eine Reihe dachziegelartig übereinandergelegter ost-weststreichender, nach Süden einfallender Schuppen, an deren Nordrande jeweils die ältesten Schichten auftreten. Nach Süden legen sich dann immer jüngere Schichten darauf (Abb. 9 und 10). An wenigen Stellen — das sind nunmehr fünf im Pechgrabengebiet — sind noch Reste des normalen kristallinen Granituntergrundes der Juraschichten mithochgeschuppt. Ein Zeuge dieses alten, jetzt tief begraben kristallinen Festlandes ist das L. v. Buch-Denkmal.

Es lassen sich in dieser Zone nicht nur ost-weststreichende Störungen, die also den Süd-Nord-Schub anzeigen, sondern auch noch Ost-West-Bewegungen nachweisen, obwohl doch die Kalkalpen erst zuletzt auf die Flyschzone gefahren sind. Wir müssen den Ost-West-Schub innerhalb der Flyschklippenzone gewissermaßen als posthum ansehen. Daß diese letztgenannten Bewegungen auch hier jünger sind als die Nord-Süd-Bewegungen, ist am Westabhang des Hechenbergzuges zu sehen. Hier werden entlang einer nord-südstreichenden Störung die Schuppenzüge des Pechgrabens

mit den Graniten von dem nord-südstreichenden Hechenbergzug zugeschoben. Diese Überschiebungslinie ist auch im Gelände sehr schön zu sehen. Wenn man z. B. etwas westlich oberhalb des Gasthauses zum Buchdenkmal gegen Osten blickt, dann erkennt man sehr gut, daß der Hechenbergzug die viel niedriger gelegenen Ost-West-Schuppen zudeckt. Wie weit noch heute diese Kräfte aktiv sind, müßte einmal später eingehender untersucht werden; denn der Bergsturz nordöstlich vom Gasthaus zum Buchdenkmal (im Volksmund oberhalb des Hagerbauernteiches) läßt noch heute aktive Kräfte in der oben genannten Art vermuten. Der Hechenbergzug selbst setzt sich aus einer Reihe von einzelnen Schubzonen, die durch kleine Querverwerfungen unterteilt sind, zusammen.

B. Geologische Entwicklungsgeschichte.

In folgendem soll in kurzem Überblick die **geologische Entwicklungsgeschichte** betrachtet werden.

Im Laufe der geologischen Zeiten war das Gebiet der heutigen Weyerer Bögen einem mannigfaltigen Schicksal unterworfen.

Zur Zeit der jüngeren Trias war die nördliche Küstenlinie des großen alten Mittelmeeres noch relativ einfach (Abb. 13). Gegen Norden wurden nicht so mächtige Kalke und Dolomite sedimentiert wie im Beckeninneren. Einflüsse des das germanische und alpine Meeresbecken trennenden Landes machen sich direkt noch nicht bemerkbar. Erst zu Beginn der Jurazeit hebt sich im Norden eine Festlandschwelle heraus, die aus granitischem Material besteht und über die nun das Liasmeer hinausgreift und in den Basalschichten Granitgerölle verarbeitet. (Grestener Schichten.)

Weiter zum Meeresbeckeninnern (d. h. nach Süden) kommt es dann zu rein kalkigen, bzw. kieseligen Ablagerungen. Wenn auch im weiteren Verlauf der Jurazeit nicht mehr das nördliche Festland sichtbar Material nach dem Süden liefert, so ist die Küstennähe indirekt in den zum Teil grobklastischen Sedimenten des subalpinen, höheren Jura doch noch zu erkennen. Doch mit Beginn der Kreidezeit wird nun das Mittelmeer, auch Thetis genannt, im Norden unterteilt. Die sandigen bzw. konglomeratischen Lagen im Neokom zeigen, wenn auch nur schwach, eine Schwelle an, von der nach Süden sandiges Material in den kalkalpinen Trog geschüttet wurde, während im Norden nur rein kalkig-tonige Schichten zum Absatz kamen. Mit dem Einsetzen der Oberkreide wird nun der große Meeresraum im Norden durch einen Rücken, den wir den Rumunischen Rücken nannten, geteilt in ein nördliches Meeresbecken, den soge-

nannten Flyschtrogt und in einen südlichen Teil, den kalkigen Trog. Dieser Rumunische Rücken, der nachweislich seiner Geröllschüttung aus einem kristallinen Sockel von Glimmerschiefern, durchsetzt von Graniten und durchbrochen von großen Porphydecken, bestand, liefert nun viel Material für den südlichen, den kalkalpinen Trog. Große Teile der nördlichen Kalkalpen waren noch von Meer über-

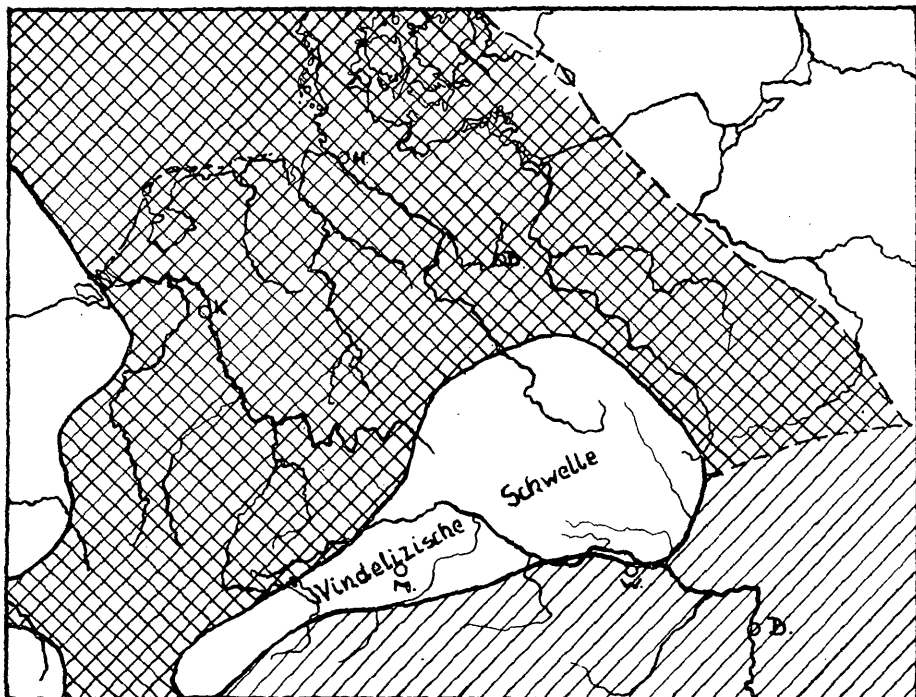


Abb. 13.

Verteilung von Land und Meer zur Obertriaszeit nach R. Brinkmann und S. v. Bubnoff.

weiß = Land, Kreuzschraffur = germanischer Sedimentationsraum, Schrägschraffur = Mittelmeer (Thetis), oder alpiner Sedimentationsraum.

flutet. Im Anschluß daran waren dann gebirgsbildende Kräfte tätig, die einen großen Teil der Trias-, Jura- und Unterkreideschichten in große Falten legten. Es ist dies die Zeit der vorgosauischen Gebirgsbildung. Wir sahen bereits, daß damals schon gewissermaßen der Grundstock zur Anlage der Weyerer Bögen gelegt wurde. Im südlichen Teil bei Unterlaussa sind schon die ersten Anzeichen einer Ost-Westfaltung in dem Nord-Süd streichenden Trias-Jura-Sattel zu erkennen.

Mit dem Herausheben der kalkalpinen Schichten geht eine gleichzeitige Verwitterung und Ablagerung Hand in Hand. Der ero-

dierte Hauptdolomit enthält an einigen Stellen nordwestlich von Unterlaussa kleinere und größere Nester und Schnüre von blutrotem Bauxit, die die letzten Reste des alten Verwitterungsbodens darstellen. Das Untergosaumeer hat also eine schon nicht mehr einheitlich Ost-West gefaltete Landoberfläche, die z. T. mit Bauxit überkrustet war, überflutet. In dieses Gosaumeer wurde nun von den gefalteten Trias-, Jura- und Unterkreideschichten Material zur Sedimentation geliefert. Ob auch noch jüngere Gosauschichten bei uns abgelagert wurden, oder ob sich das Meer zu der Zeit schon zurückgezogen hatte, ist bisher noch nicht festzustellen gewesen. Doch bevor im jüngeren Senon eine sichere Sedimentation mit den Nierentaler-Schichten wieder einsetzte, waren erneut gebirgsbildende Kräfte am Werk, die wohl ein stärkeres Herausheben gewisser Gebirgsteile zur Folge hatten, denn grobe Konglomerate mit kalkalpinen Geröllen leiten diese Meeresüberflutung ein. Auch kommt zu dieser Zeit die Nord-Südstruktur schon mehr zum Ausdruck. Bevor nun die allerjüngste Kreidezeit einsetzte, war nochmals eine Bewegung im Alpenkörper bemerkbar. Der Bau der Weyerer Bögen wurde weiter vervollkommen, so daß wir damals schon deutlich die Nord-Süd angelegten Falten beobachten konnten. Weiterhin macht sich mit dieser gebirgsbildenden Bewegung zum ersten Male das Herausheben der im Süden gelegenen Grauwackenzone bemerkbar; denn von dort werden grobe Glimmerschiefer und Phyllite in das Meeresbecken des Danien geschüttet. Mit den jüngsten Kreideschichten zog sich dann das Meer für immer aus unserem Gebiet zurück. Das schon vorher gefaltete Gebirge wurde noch mehr zusammengeschoben. Zunächst marschierte der westliche Teil mit der Losensteiner Mulde nach Norden. Dann wurden diese Faltenzüge von dem von Osten kommenden Faltenzug überschoben und zugedeckt, und als Letztes überschoben dann der östliche Teil, die Weyerer Bögen, und der westliche Teil zusammen, die Flyschzone. Dabei wurden dann noch Reste der tief verborgenen Aroser Schuppenzone mit hochgebracht. In dieselbe Zeit dürften wahrscheinlich auch noch die Bewegungen innerhalb der Flyschzone fallen, die die Heraushebung des Granites vom Buch-Denkmal zur Folge hatten.

Auf die Entwicklung der Eiszeit und Nacheiszeit soll hier verzichtet werden.

IV. Beschreibung der Wanderungen.

Die im folgenden beschriebenen Wanderungen bewegen sich fast durchwegs auf gut begehbaren Straßen und Wegen und können mit Leichtigkeit ausgeführt werden.

Für die Wanderung I und Ia und II ist als Ausgangspunkt Groß-Raming an der Bundesbahnstrecke St. Valentin—Klein-Reifling gedacht. Landschaftlich und auch geologisch sehr lohnend ist Lehrwanderung III, die am besten von Brunnbach aus beginnt.

Wanderung IV kann von Unterlaussa — mit Postomnibus von Station Altenmarkt-St. Gallen (Bundesbahnstrecke Amstetten—Selztal) oder von Windischgarsten aus zu erreichen — ausgeführt werden. Andererseits ist es möglich, im Anschluß an Lehrwanderung III von Brunnbach in etwa 2½—3 Stunden über den Hirschkogel nach Weißwasser zu kommen. Landschaftlich ist dieser Weg sehr lohnend. Weißwasser liegt 1½ Stunden von Unterlaussa entfernt.

I. Groß-Raming—Ascha—Pechgraben—Leopold von Buch-Denkmal.

Von der Station Groß-Raming an der Bundesbahn-Strecke St. Valentin—Klein-Reifling, über die Ennsbrücke zum Aschabach und von dort die Fahrstraße durch den Pechgraben zum W.H. zum Buch-Denkmal — 1½ bis 2 Gehstunden — zum Granit des Buch-Denkmal — 10 Minuten. Anschließend gegebenenfalls Wanderung Ia.

Diese Wanderung ist wohl die vielseitigste und interessanteste durch das Gebiet der Weyerer Bögen, weil sie uns gestattet, Einblick in den sehr komplizierten Bau der äußersten Nordalpenzone und die Lagerungsverhältnisse der Flyschzone zu gewinnen.

Vom Bahnhof Groß-Raming begeben wir uns nach Westen bis zur Ennsbrücke. Dort kommen wir schon gleich mit festen, anstehenden Gesteinen in Berührung. Die Enns hat hier bei der jetzigen Brücke ihr Bett tief in den großen Felsklotz von Vilser Brachiopodenkalken eingegraben müssen. Es ist für einen so reißenden Fluß wie die Enns wohl ein Leichtes im Laufe der vielen Jahrtausende, die großen Schottermassen der Terrassen auszuräumen, so daß genug Platz für den eigentlichen Flußlauf vorhanden ist. Doch hier mußte die Enns erheblich größere Schwierigkeiten überwinden. Dieser Felsklotz bildet förmlich eine Barre inmitten der dominierenden Terrassenschotter. Es ist wohl selbstverständlich, daß man für den Brückenbau diese engste Stelle ausgewählt hat. Ein Blick von der Brücke zeigt sehr schön die alten Strudellöcher. Diese kleine Felseninsel inmitten der Schotter stellt einen diluvialen Inselberg dar, der allseitig von den Ennsschottern umhüllt wurde. Über die tektonische Stellung siehe S. 407.

Nun gehen wir auf der Bundesstraße ennsabwärts bis zum Aschabach. Gleich unterhalb der Brücke, die den Aschabach kreuzt, stehen im Bachbette die harten Mergel und Mergelkalke der Untergosau an. Etwa 75 Meter von der Brücke bachaufwärts schauen dann bei Niedrigwasser am rechten Bachufer wiederum die Mergel heraus, in denen hier gut Fossilien gesammelt werden können. Doch begeben wir uns weiter bachaufwärts bis an den Zusammenfluß von Neustift- und Pechgraben. Unterwegs sehen wir noch manchmal im Bach und an seinen Ufern die Untergosauschichten herausragen.

Bei dem Zusammenfluß von Pechgraben und Neustiftgraben stehen wir an einem geologisch sehr interessanten Ort. Wenn wir etwa in der Höhe des Wehrs nach Norden schauen, so sehen wir vor uns einen prächtigen Aufschluß von stark zerklüftetem, fast schichtungslosem Hauptdolomit, und blicken wir nun zur Rechten, so erkennen wir oben über dem linken Neustiftgrabenufer wieder harte Felsen, die sich bei genauerem Zusehen als Dolomit erweisen. Doch diese beiden Dolomite gehören zwar stratigraphisch, aber nicht tektonisch zusammen; denn, wenn wir etwa 100 Meter den Neustiftgraben hinaufgehen, so sehen wir, daß die Untergosauschichten mit steilem Nordfallen dem Hauptdolomit, den wir zur Linken sahen, ganz normal auflagern. Am linken Ufer des Neustiftgrabens stehen noch die höheren Mergel der Untergosau mit steilen, etwa 60° Nordfallen an, und gleich darüber kommt der östliche Hauptdolomit, der auf die Gosau mergel überschoben ist. Diese Störung ist die große Überschiebung, entlang derer die Weyerer Bögen auf den westlichen Teil geschoben worden sind. Es ist die schon oft erwähnte Groß-Raming-Neustifter Überschiebung. (Siehe S. 409, Abb. 12 und Profil über der geologischen Karte!)

Von hier führt unser Weg weiter den Pechgraben aufwärts. Der Hauptdolomit wird nochmals durch eine im Süden eingesunkene Gosauscholle unterbrochen. Im Pechgraben liegen die Untergosauschichten sehr flach (etwa 10—20° Südfallen). Doch weiter gegen Nordosten, an dem neuen Fahrweg zum Waidhagergut, einer guten Fossilfundstelle, ist das Einfallen steiler (etwa 45°). Sobald wir aus den Gosauschichten herauskommen, wird das Tal enger. Zur Rechten und zur Linken stehen die Dolomite an. Kurz unterhalb der Häuser, die unter der halbfertigen Betonstaumauer liegen (Fürstensäge der Karte), kreuzt ein Hierlatz-Kalkzug das Tal. Im Norden ist dieser Liaszug gegen die Unterkreideschichten, die am linken Grabenhang gegenüber der verfallenen „Fürstensäge“ anstehen, verworfen. Das Einfallen ist gegen Süden. Die Unterkreidekalke gehen nach Norden, d. h. zum Liegenden hin, immer in harte Kalke (Aptychenkalke) über. Aus diesen entwickeln sich dann die harten,

knolligen Tithonkalke, die den Engpaß verursachen und auf denen auch die Staumauer gebaut werden sollte. Bei dem kleinen Bruch an der Straßenecke wurden früher (siehe Geyer 1909, S. 56) Ammoniten gefunden, die das Vorhandensein von Acanthicusschichten (Malm) wahrscheinlich machen. Ich habe keine derartigen Funde machen können und habe auch diese Stufe auf der Karte nicht gesondert ausgeschieden, da es wirklich nicht möglich ist, sie im Gelände ohne Steinbrüche zu erkennen. Es ist schon in guten Aufschlüssen schwierig, die einzelnen Juraschichten auseinanderzuhalten.

Doch kehren wir zu unserem Profil zurück. Wir waren also von den Neokomschichten der Unterkreide ins Tithon und wahrscheinlich noch ins untere Malm gekommen. Nun setzen gleich oberhalb der Straßenecke hellrote bis gelbliche, spätige Kalke mit Crinoidenstielgliedern und kleinen Brachiopoden ein. Es ist dies der Vilser-Kalk, der im Gelände als deutlicher Härting erscheint. Weiter nach Norden folgen dann die Hierlatzkalke. Doch ist es sehr schwer, die Grenze genau festzulegen; denn die Hierlatzkalke und Vilserkalke sind petrographisch sehr schwer zu unterscheiden. Da nun nicht immer die Leitfossilien zu finden sind, muß eben die geologische Lagerung zu Hilfe genommen werden. Die Vilserkalke sind als solche am besten durch die sie überlagernden, unverkennbaren Tithonkalke und durch den Reichtum an Kieselkalken zu erkennen, während die Hierlatzkalke meist durch das Auflagern auf Kössener Schichten oder Hauptdolomit identifiziert werden können. Die genaue Grenze läßt sich aber nicht festlegen. Ich habe in diesem Fall die Hierlatzkalke da anfangen lassen, wo das Gestein spätiger und weicher und weniger kieselig wird. Mehr im Norden liegen dann unter den Hierlatzkalken die dunklen, leicht bituminös riechenden Kalke und Mergelschiefer, und noch weiter nördlich folgt dann eine steile Gesteinsstufe von hellen, harten Kalken. Diese beiden Gesteine gehören zu den Kössener-Schichten, die im Norden durch eine Überschiebung abgeschnitten sind. Diese Überschiebung bildet hier den Südrand der Losenstein-Mulde.

Wir haben also soeben ein vollständiges Profil von der Unterkreide bis in das Rhät gesehen. Jetzt kommen wir in das Kreidegebiet der Losensteiner Mulde. Sobald die Jura- und Triasschichten aufhören, weitet sich das Tal wieder erheblich, bis ein neuer Jurazug mit der Walkenmauer im Westen das Tal wieder schluchtartig verengt. Im Süden dieser Talweitung stehen die steilgestellten Mergel der Unterkreide und im Pechgraben, gegenüber dem Zufluß des Hölleitenbaches, stehen dickbankige Sandsteine des Cenomans an. Doch um das Cenoman noch besser zu sehen, müssen wir etwa 200 bis 300 Meter den Hölleitengraben hinaufgehen. Da sehen wir im

Bachbett die weißen Mergel in Wechsellagerung mit bunten, rotgesprenkelten Sandsteinen, die auch Konglomeratlagen enthalten. Aus Abb. 2 ist Bau und Zusammensetzung des Walkenmauer-Höhenzuges, der die zweite Talenge im Pechgraben bildet, schön zu sehen. Im engsten Pechgrabengebiet lagern im Süden noch Hierlatzkalke. In dem Profilschnitt dagegen, der weiter westlich liegt, sind sie nicht vorhanden. Dann folgen nach Norden die mächtigen Kieselkalke und Brachiopodenkalke des Vilser Kalkes und am Nordausgang der Talenge stehen dann die Tithonkalke, die in Neokom-Aptychenkalke übergehen, an.

Wenn wir nun, nachdem wir die Talenge verlassen haben, gegen Westen blicken, so erkennen wir noch einen zweiten Vilserkalk- und Tithonzug, der den Gegenflügel der Walkenmauer bildet. Wir sahen schon S. 406, daß dieser ganze Jurazug eine hochgeschuppte Mulde innerhalb der großen Losensteiner Mulde darstellt. In dem kleinen Graben, der den kleinen Vilserkalk-Tithonzug im Norden begrenzt, stehen wenige Meter oberhalb der Talsohle des Pechgrabens die Cenomanschichten mit Fossilien, u. a. *Orbitolina concava Lam.* und mit exotischen Geröllen an. Dieses Cenoman gehört noch zur Losensteiner Mulde. Doch bald folgt dann nach Norden die Cenomanklippenzone. Nur ist die Grenze wegen der ungünstigen Aufschlüsse sehr schwer festzustellen. Die langen Hauptdolomit-Hierlatzkalkzüge zur Rechten und zur Linken sind aber schon Klippen (Durchspießungen) der Cenomanklippenzone. Das Pechgrabengebiet ist leider nicht die geeignete Stelle, um die Cenomanschichten oder die Fazies der Cenomanklippen zu studieren.

Bevor wir nun weiter nach Norden wandern und in die dritte Pechgrabenenge eintreten, wollen wir noch einen kleinen Abstecher nach Westen machen. Unterhalb des Heslbauerngutes (das ist das alleinstehende kleine Gehöft, das etwa 50 m über der rechten Talsohle auf einer kleinen Verebnung liegt), stehen auf dem Fahrweg zu dem Gehöft schon die Glaukonitquarzite, auch Ölquarzite genannt, des Flysches an. Damit haben wir nun eine sehr große Überschiebung überschritten. Wir stehen hier am Rande von Kalkalpen und Flyschzone, einer ganz großen tektonischen Linie, die sonst im Gelände oft viel deutlicher heraustritt. Diese Überschiebung zeichnet sich im Pechgraben nun durch folgende Eigenart aus (S. 401): An ihr sind noch fragliche Reste der Aroserschuppenzone mit hochgekommen. Wir wollen sie uns näher anschauen. Vom Heslbauer führt ein Graben nach Westen, der etwa südlich des Feichtbichlerhäusls entspringt. In diesem Graben stehen etwa 200 m westlich der Fahrbahn schwach metamorphe, rote Kalke in Verbindung mit einem basischen Gestein an. Solche roten Kalke mit Einschlüssen derartiger basischer Gesteine werden zusammen mit Konglomeraten, wie wir

sie in demselben Graben etwa 500 m weiter gegen Westen in den Blöcken einer Weide am linken Hang sehen, als bezeichnend für die Aroser Schuppenzone angesprochen. Auf dem anderen Talhang steht etwa gegenüber den Konglomeraten in einem kleinen Wäldchen ein großer Serpentinblock an, der ebenfalls sehr charakteristisch für die Aroser Schuppenzone ist (S. 403).

Nach diesem kleinen Abstecher wandern wir wieder zurück in den Pechgraben und gehen dann weiter nach Norden. Wir gelangen nun in das Gebiet der Flyschklippenzone. Hier sind die Juraschichten in einer ganz anderen Fazies ausgebildet. Während noch etwa 1—2 km weiter südlich der Malm durch die roten Tithonkalke und durch die rot geaderten (?) Acanthicus-Schichten vertreten ist, erscheint hier in dem steilen Rücken, der die letzte Pechgrabenenge bildet, der Malm in kalkig-konglomeratischer Form. Abb. 10 läßt die Lagerungsverhältnisse der subalpinen Juraschichten (so werden die Juraschichten in der Flyschfazies genannt) sehr schön erkennen.

Nachdem wir diese sehr schmale Talenge verlassen haben, empfängt uns eine ganz neue Landschaft mit weiten flachen Hängen, die nicht mehr so stark bewaldet sind, sondern schon viel mehr Flächen landwirtschaftlicher Besiedelung zeigen.

Jetzt wird es auch wesentlich schwieriger, die geologischen Verhältnisse zu klären; denn große, weite Wiesenhänge treten jetzt an die Stelle der felsigen Hänge der Kalkalpen und verdecken oft derart den Untergrund, daß es sehr schwer ist, in die Geologie dieser Landschaft einzudringen.

Gehen wir weiter talaufwärts, so ladet uns zur Linken der saubere Gasthof „Zum Buch-Denkmal“ zu kurzer Rast ein. Von hier gelangen wir in knapp zehn Minuten zu dem Buch-Denkmal, dem geologisch bekanntesten und wohl auch interessantesten Punkt dieser Gegend. Auf S. 394—398 und weiter haben wir uns schon eingehend mit der Stellung dieser Granite befaßt, so daß sich eine nähere Erläuterung hier wohl erübrigt. (Siehe auch Abb. 9!)

Ia. Pechgraben (Leopold v. Buch-Denkmal)—Welsergut—Neustiftgraben—Groß-Raming.

Diese Wanderung kann leicht im Anschluß an den Ausflug I ausgeführt werden. Sie führt vom Buch-Denkmal nach Osten zu dem Horizontalweg an den Westabhang des Hechenberges, von dort nach Süden über die Paßhöhe in das Einzugsgebiet des Neustiftbaches zum Welsergut und von dort durch einen unwegsamen Graben auf die Groß-Raming—Neustifterstraße. Etwa 2 bis 2½ Stunden Gehzeit.

Auf dieser Wanderung lernen wir die im letzten Teil der Wanderung I besprochenen Gesteinsserien noch eingehender kennen. Vor allem gewinnen wir einen guten Eindruck von der starken tektonischen Beanspruchung der Voralpenzone. Oft wechselt auf wenige Meter der Untergrund. Die geologische Karte kann nur in großen Zügen ein Bild von der Lagerung und der tektonischen Stellung der einzelnen Schollen zueinander vermitteln.

Vom Buch-Denkmal führt über eine Wiese, in der bisweilen große Brocken von Grestener Schichten zu finden sind, ein Fahrweg nach Südosten in ein kleines, mit hohen Tannen bestandenes Wäldchen. Etwa in der Mitte dieses Wäldchens ragt, wenige Meter vom Weg entfernt, ein etwa $1\frac{1}{2}$ —2 Kubikmeter großer Granitblock, von amphibolitischen Schlieren durchzogen, aus dem Untergrund heraus. Dieser stellt wie der Granit des Buch-Denkmals einen Rest vom normalen Liegenden der tiefsten Juraschichten dar und befindet sich auch hier am Nordrand der ost-weststreichenden Spezial-„Klippe“, zu der auch das Buch-Denkmal gehört. Auf dem weiteren Weg nach Osten bzw. Südosten durchschreiten wir eine Reihe verschiedener Gesteinsserien, die aber immer nur in kleinen Bruchstückchen zu Tage treten. Auffallend sind dabei die vielen kleinen, leicht ausgelaugten Kieselkalkstückchen, die beim Zerschlagen hellgelbe Farbe zeigen. Zum größten Teil sind diese Kieselkalkstückchen wohl vom Hechenberg heruntergerollt und überstreuen das von Wiesen und Buschwerk bedeckte Gelände.

An dem Horizontalweg, den wir nach Süden weitergehen, stehen dann diese Kieselkalke in Verbindung mit glimmerreichen Mergeln der Klauskalk-Schichten an. *Posydonomya alpina* Gr as., das Leitfossil dieser Schichten, kann hier leicht gesammelt werden. Der Weg macht nun eine scharfe Biegung nach Osten. Hier entwickeln sich aus diesen Doggerschichten die konglomeratischen Malmkalke, die kurz vor der Mühle anstehen. Hinter der Mühle stehen im Bach dann schon die wohl normal auflagernden Neokom-Aptychenkalke und Mergel an.

Bei der Mühle setzt der Weg dann auf die andere Talseite über und führt durch schlecht erschlossene Liasmergel mit vereinzelt eingestreuten Eisensteingeoden zu dem Paß oberhalb des Naglergutes. Das Gelände fällt nach Süden zunächst steil ein, bis ein weiter, flacher Hang, mit Cenomanschichten im Untergrund, zur Talsohle des Pechgrabens überleitet. Hier stehen wir nun an der Grenze von Kalkalpen und Flyschzone. Nur wenige Meter vor uns liegt die große Überschiebung, entlang der die Kalkalpen auf die Flyschzone geschoben wurden. Von dieser Höhe genießen wir dann einen herrlichen Fernblick in die Kalkalpen. Durch das weitausgeräumte Tal des Lumpelgrabens können wir gen Norden tief ins Ge-

birge schauen! Ja selbst bis zu den majestätischen Höhen des Sengsengebirges reicht unser Blick. Auch können wir aus der Morphologie schön das bogenförmige Umschwenken der Sättel und Mulden erkennen. Die Sättel von harten Jura- und Trias-Kalken bilden die Höhenzüge. Die Täler sind durch eingemuldete weichere Sedimente der Kreideschichten bedingt.

Doch kehren wir nun wieder zu dem „Anstehenden“ zurück! Am Weg sind oben auf der Höhe die subalpinen Klauskalke und Mergel erschlossen, und verfolgen wir die herrlichen Aufschlüsse am Weg, der wieder nach Osten weiter verläuft, so sehen wir die hellen Malmkalke, z. T. unterbrochen durch eingeschuppte Doggergesteine. Kurz vor dem ersten Bauerngehöft (Streicherberger) verlassen wir den „Höhenweg“ und begeben uns auf den neuen Fahrweg, der über die Trias-Unterkreide-„Klippe“ inmitten der Cenomanschichten der Cenomanklippenzone ins Neustifttal führt. Etwa in Höhe 500 m ungefähr 200 m oberhalb des Gehöftes am Rand der großen Weide unterhalb des Naglergutes sind am Fahrwege die Cenomanschichten in typischer Cenomanklippenfazies gut erschlossen. Es sind poröse, z. T. grobe Sandsteine mit starkem Glimmergehalt und einzelnen Glimmerschiefergeröllen. Bei dem oben genannten Gehöft steht dann schon der Hauptdolomit in rauchwackiger Ausbildung an. Damit haben wir die Groß-Raming-Neustifter Überschiebung überschritten und wir befinden uns wieder im Gebiet der eigentlichen Weyerer Bögen.

Wenn wir uns die Cenomanschichten in wirklich schönen Aufschlüssen ansehen wollen, so wandern wir noch etwa 1½ km den Neustiftgraben aufwärts bis zum Punkt 399 bei der kleinen Wagnererei und gehen von dort etwa 200 m hangaufwärts nach Norden. Dort finden wir sehr viele exotische Gerölle. Ich fand hier ein Granitgeröll mit einem Durchmesser von 50 cm. In dem Graben, der etwas weiter unterhalb zum Welsergut führt, sind die Cenomanschichten mit viel exotischen Geröllen und eingeschuppten Klippen nochmals gut erschlossen.

Bevor wir den Heimweg nach Groß-Raming antreten, wollen wir uns noch den schönen Aufschluß im Liasfleckenmergel ansehen. Gleich unterhalb der Abzweigung des markierten Fahrweges zur Kirche Groß-Raming von der Hauptstraße Neustift—Groß-Raming, sind diese Mergel und Kalke in einem Steilhang erschlossen. Vor allen Dingen können wir hier wunderschön die Überschiebung von Hauptdolomit auf Lias sehen.

Nach diesem wirklich schönen Aufschluß wandern wir nun über die Terrassen am Pfarrhof vorbei nach Groß-Raming, um von dort am nächsten Tag weiter ins Gebirge vorzudringen.

II. Groß-Raming—Lumpelgraben—Marbachler—Brunnbach.

Von der Station Groß-Raming auf der Fahrstraße nach Süden durch das weite Tal des Lumpelgrabens über Kniebeiß zum Großbauerngehöft „Marbachler“ und von dort nach Westen zur Paßhöhe Brennhöhe Punkt 601, nun weiter nach Süden zum Gehöft Krottenberg-Kohler im Pleißatal und von dort talaufwärts entlang der Waldbahn nach Brunnbach. In 1½ bis 2 Stunden ist auf direktem Wege Groß-Raming wieder erreicht. Etwa 4 Stunden Gehzeit.

Auf dieser Wanderung lernen wir einen großen Teil der oberen Kreideschichten und ihren synklinalen Bau (Prof. 8 und 9 der geologischen Karte) kennen.

Wir beginnen unsere Wanderung am Bahnhof Groß-Raming und wandern nach Süden durch den ziemlich dicht besiedelten Lumpelgraben. Etwa 100—150 m südlich der Holzfabrik befindet sich am linken Lumpelgrabenhang hart am Bachbett ein alter Steinbruch, der die kalkig-konglomeratische Ausbildung der tieferen Untergosauschichten sehr schön zeigt. Es handelt sich nicht um grobe, dicke Konglomerate, sondern um kompakte, kaum gebankte, blaugraue, splittrige Kalke und Kalksandsteine, die z. T. feinbrecciös sein können und bisweilen auch pflanzliche Reste führen. Einzelne Konglomeratlagen, durch löchrige Auswitterung gekennzeichnet, mit ziemlich gut gerundeten kleineren Kalk- und Dolomitgeröllen, durchziehen das verfestigte Kalkgestein. Eine Schichtung ist kaum zu erkennen.

Die gröbere Ausbildung der Untergosau-Konglomerate sehen wir dann weiter bachaufwärts am linken Lumpelgrabenhang unterhalb des Zuflusses vom Restentalgraben. Fast der ganze Hieselberg (Punkt 849) ist aus diesen Konglomeraten gebildet.

Nun begeben wir uns weiter talaufwärts. Beim Wirtshaus zum Steeg im Lumpelgraben stehen im Bachbett gut geschichtete Sandsteine und Mergel der Liesenschichten an. Wir wollen uns hier nicht näher damit befassen, weil wir im Verlauf der weiteren Wanderung diesen Schichten noch des öfteren begegnen werden. In dem Steinbruch auf der rechten Talseite können wir gut gebankten, steilstehenden Hauptdolomit studieren. Von nun ab führt unser Weg bis zum Marbachlergut und noch weiter fast immer durch die Liesenschichten. Vor allen Dingen lenken wir unser Augenmerk auf die bunten, roten, grünen Schichtpakete der Liesenschichten, die zunächst in dem Lumpelgrabenbett unterhalb des Sulzbauerngutes herrlich zu Tage treten. In wundervoller Farbenfreudigkeit ziehen diese Schichten fast magisch das Auge des Geologen auf sich. Hier kann man wirklich lehrbuchhaft gut Schichtung und Kleinklüftung quer zur Schichtung studieren. Diese Schichtserie, die dem mittleren Teil der Liesenschichten angehört (S. 392), ist hier besonders bunt ausgebildet, während in den Gebieten weiter südlich, wie es

uns die anderen Lehrwanderungen zeigen sollen, die bunte, vor allen Dingen die rote Farbe, schon erheblich zurücktritt.

In diesem schönen Aufschluß will es uns dünken, als lägen die bunten Mergel ganz friedlich im Erdreich drinnen. Doch wenn wir einige 100 Meter weiter talaufwärts wandern, so sehen wir, welch ungeheure Gefahr diese Schichten für den Straßenbau bedeuten, wenn sie erst einmal „richtig angeschnitten“ sind. Auf dem Wege bis zum Kniebeiß (= die große Serpentine in dem Fahrweg) sehen wir, vor allem am linken Bachhang immer wieder Rutschungen, die oft den Fahrweg arg in Mitleidenschaft ziehen. Die Schichten fallen nach Osten ein und wenn sie nun unten einmal angeschnitten werden, so bilden sie eine vorzügliche Gleitbahn (Wasser ist hier genug vorhanden), so daß der ganze Hang ins Rutschen geraten kann. Solche Erscheinungen können wir überall dort beobachten, wo weiche Mergelschiefer ziemlich flach oder ganz flach einfallen. Als äußerer Anlaß zum Rutschen genügt ein geringer Anstich beim Straßen- oder Eisenbahnbau. Derartige Hänge können aber auch von selbst infolge der auflagernden Masse ins Rutschen geraten. In Süddeutschland, z. B. im Keupergebiet Schwabens, oder im Tertiärgebiet Rheinhessens werden solche Rutschungen oft beobachtet; sie können oft großen Schaden anrichten.

Nach diesem Gedankenausflug ins mehr praktisch-geologische Gebiet wandern wir nun über den Kniebeiß weiter auf der schönen Fahrstraße nach Süden. Zur Rechten und zur Linken stehen sehr oft die Mergel, Sandsteine und Breccien der Liesenschichten an. Bei einer alten Kohlbrandstelle zweigt unser Weg nach Westen zum Marbachlergut ab. Der neue Fahrweg führt uns nun bald auf ein großes flaches Weidegelände und unser Auge wird von dem herrlichen Anblick der Voralpenlandschaft mit den Hohen Kalkalpen (Haller Mauern) im Hintergrunde angezogen. In wunderschöner Klarheit tritt nun die Laussa-Groß-Raminger Kreidemulde morphologisch heraus. Zu beiden Seiten ist das mit weicheren Kreidesedimenten erfüllte Tal, das sowohl geologisch als auch morphologisch eine Mulde bildet, von den harten Kalken der Trias und des Jura begrenzt (Abb. 14).

In sehr kurzer Zeit ist nun auch das Marbachlergut erreicht (immer wieder zur Rechten gute Aufschlüsse in den Liesenschichten). Unser weiterer Weg führt über den Hof und dann über die Wiese gegen Westen noch etwa 250 m aufwärts, bis zu einem alleinstehenden Kuhstall. Von der Höhe genießen wir einen schönen Rundblick. Leicht neigt sich der Hang nach Süden zum Pleißatal, das hier in harten Dolomittfelsen eingeschnitten ist. Dahinter erhebt sich das sogenannte „Hintergebirge“. Der Volksmund versteht dar-

unter die Höhenzüge, die im Nordosten dem Sengsengebirge vorge-lagert sind. Es ist ein beliebtes Wanderziel. Am Horizont tauchen über dem Hintergebirge dann noch die höchsten Spitzen des Seng-sengebirges auf und im Süden ist bei klarem Wetter oft ein großer Teil der Haller Mauern (Natter-Riegel, Hochturm, Hexenturm usw.) zu sehen.

Doch gehen wir nun gegen Westen talabwärts. Wir sehen am Wege eine Reihe großer Sandsteinblöcke und kleinerer Sandstein-felsen. Bei genauerem Studium ist zu erkennen, daß diese z. T. mit

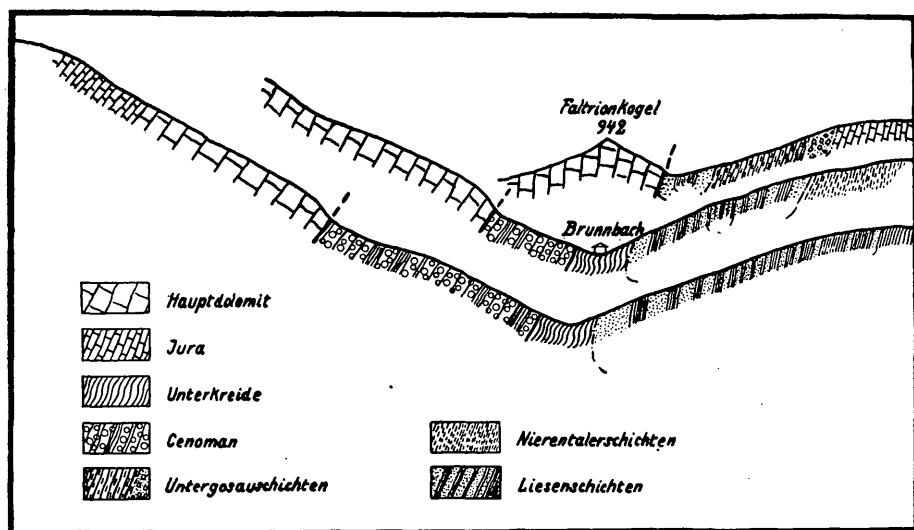


Abb. 14.

Profilschnitte durch die Laussa-Groß-Raminger Mulde. Blickrichtung: Von Höhe 757 m (südlich des Marbachlergutes) nach Süden gegen die Gesäuseberge.

Mergel wechsellagernden Sandsteine der Liesenschichten nach Westen hin und damit zum Liegenden (siehe Prof. 8 der geologischen Karte) gröber werden. Kurz bevor nun der Wald einsetzt, schalten sich schon einige Mergelpartien ein, die ganz anders geartet sind. Die Mergel sind jetzt wesentlich kompakter, graugrün und sind bei weitem nicht so gut geschiefert, wie die Liesenschichtenmergel. Diese härteren und kompakteren Mergel, die mit fein- und mittelgroben Sandsteinbänken wechsellagern, stellen den Übergangshorizont von Nierentalerschichten und Liesenschichten dar. Klettern wir nun durch einen der kleinen Bachrisse im Walde weiter talabwärts nach Westen, so sehen wir, daß die Sandsteinbänkchen immer mehr zu Gunsten der kompakten Mergel zurücktreten, bis sie schließlich ganz verschwunden sind, und damit beginnen die Nierentalerschichten. Im Bachbett bilden sie oft steile Stufen. Bisweilen

können wir in ihnen auch Bruchstücke großer und sehr selten auch gut erhaltene, vollständige Inoceramen finden.

Die kleinen Bäche, in denen wir heruntersteigen, münden gleich unterhalb der Fahrstraße Brunnbach—Reichraming in den Anzenbach und kurz bevor sie einmünden, finden wir etwas oberhalb der großen Straßenkurve einen Steinbruch, der uns guten Aufschluß über den Übergang von den Basalkonglomeraten der Nierentalerschichten zu den überlagernden Orbitoidenkalken gibt. Muschelschalenbruchstücke, vor allen Dingen von Inoceramen, finden sich recht häufig.

Am gegenüberliegenden Ufer stehen dann die mächtigen Konglomerate der Nierentalerschichten, die noch einen großen Teil des Hanges von der Kaiblingmauer (Punkt 752) zusammensetzen, in prächtiger Form an.

Wir verlassen nun das etwas unwegsame Gelände und wandern auf der Fahrstraße wieder bergauf bis zur Paßhöhe (Brennhöhe Punkt 601) und von dort ein Stück gegen Osten (etwa 200—300 m), bis im Walde dann rechts von der Fahrstraße der Weg nach Süden direkt ins Pleißatal zum Gehöft Krottenberg-Kohler abzweigt. Im Tal angelangt, gehen wir noch soweit talabwärts, bis der Pleißabach eine enge Schlucht im Hauptdolomit bildet. Am rechten Talufer verläuft die Waldbahn, ein kleines Bähnchen, in dem das Holz von Brunnbach nach Reichraming transportiert wird. Etwa 30 bis 50 m unterhalb des letzten Hauses beginnen die Dolomitfelsen. Diesen Dolomiten ist ein stark brecciöses Konglomerat aufgelagert, dessen Geröllbestandteile wohl ausschließlich aus aufgearbeitetem Dolomit bestehen (siehe S. 379).

Etwas weiter talaufwärts ist im Bachbett typische Unterkreide erschlossen. Über den Pleißabach führt eine schmale Brücke, und wir gelangen ohne schwere Mühe zu dem wirklich schönen Aufschluß auf der linken Talseite, wo knallrote und graugrüne Mergel in Wechsellagerung mit ebenplattigem, feinkörnigen Sandstein (über die Stellung der Sandsteine, siehe S. 379), z. T. auf den Schichtflächen mit kohliger Spreu erfüllt, anstehen. Die Schichten fallen mittelsteil nach Osten ein. Versteinerungen sind von diesem Aufschluß nicht bekannt. Das eintönige Material weist als einzige Unterbrechung die eigenartigen Fukoiden und Helminthoiden, die z. T. als Wurm-spuren, z. T. als Pflanzenreste gedeutet werden, auf. Zu stratigraphischen Zwecken lassen sie sich hier leider nicht verwerten.

Nach Osten werden die Unterkreideschichten transgressiv von den Liesenschichten überlagert, in denen wir nun noch prächtige Aufschlüsse sehen sollen. Wenn wir von dem eben besprochenen Unterkreideaufschluß wieder auf das Waldbahngeleise zurückkehren und talaufwärts, etwa 500 m bis zu der Brücke, die zu

einem Holzlagerplatz führt, gehen, so stehen wir unmittelbar vor den Basalkonglomeraten der Liesenschichten (siehe L ö g t e r s 1937, S. 97). An dem meistens sehr schmutzigen Fahrweg, der zur Pleißaberg - Kaltererhütte führt, stehen ziemlich weiche Breccien mit sehr viel Kalk- und Phyllitgeröllen an. In derartig grober Ausbildung sind die Liesenschichten innerhalb der Weyerer Bögen nirgends vorhanden.

Nun verlassen wir die tiefsten Teile der Liesenschichten und kommen, indem wir weiter ostwärts wandern, immer in jüngere Liesenschichten, bis wir bei der mächtigen Mergelserie das Muldeninnerste und damit die Muldenachse erreicht haben. Hier ist von einer Rotfärbung der Mergel, wie es im Lumpelgraben der Fall war, kaum noch etwas zu sehen. Weiter nach Osten folgen dann die Schichten des anderen, östlichen Muldenflügels, immer nach Osten einfallend. Über der reinen Mergelserie liegen zunächst die mächtigen, weniger groben Sandsteinbänke, wechsellagernd mit Mergeln und dort, wo der Fahrweg von der Brennhöhe ins Tal mündet, stehen auch wieder die tiefsten Teile der Liesenschichten, die Basalbreccien, an. Nur bilden hier nicht die Unterkreideschichten das Unterlager, sondern, wie wir gleich sehen werden, die Cenomanschichten. Auf dem Fahrweg erreichen wir in wenigen Minuten Brunnbach, eine kleine, weit verstreute Siedlung, abgeschnitten von jeglichem Verkehr. Die Karte bezeichnet als den Brunnbach einen kleinen vom Hochkogel nach Westen fließenden Bach, der in der Nähe der Schule in die Pleiße mündet. Im Volksmund wird dieser Teil als Vorderbrunnbach bezeichnet. Die Pleiße macht hier einen scharfen Knick nach Süden und bildet in dem 1½ km langen Nord-Süd-Verlauf ein breites, mit alluvialen Sedimenten erfülltes Tal, das den Mittelpunkt der eigentlichen Siedlung Brunnbach bildet.

Die oben erwähnten Cenomanschichten bilden hier fast durchwegs das rechte Talufer. Doch tritt weiter im Süden schon wieder am linken Talhang die Unterkreide als das Liegende der Liesenschichten auf (siehe S. 379 und L ö g t e r s 1937, S. 90 u. 428). Die Cenomanschichten sind sehr schön erschlossen auf der linken Talseite des Brunnbachbettes gegenüber der Schule. Hier sind den weichen Cenomanmergeln des öfteren eine ganze Reihe kleiner exotischer Gerölle eingelagert.

Ein schöner Weg führt von hier in etwa 1½ Stunden nach Groß-Raming zurück. Es empfiehlt sich, von der Paßhöhe (Gschwendpaß) den östlichen und höher gelegenen Fahrweg über das Lumpelgrabenhäusel zum Heimweg nach Groß-Raming zu benutzen, da dieser Weg noch längere Zeit auf der Höhe bleibt und man von dort weit nach Norden ins Alpenvorland schauen kann. Von der Schule Brunnbach ist in etwa 5—10 Minuten das Wirtshaus Brunnbach erreicht.

III. Brunnbach—Schönleithneralm—Kronsteineralm—Brunnbach.

Vom Wirtshaus Brunnbach das Pleißatal durch die langgestreckte Siedlung Brunnbach entlang des Waldbahngeleises bis zum Ende der Bahn hinauf, von dort durch den z. T. steilen Groß-Draxlgraben bis zu dem schmalen Jägersteig in Höhe 950. Auf diesem horizontal verlaufenden Jägersteig nach Norden über Schönleithneralm und Kronsteineralm ins Brunnbachtal. 4—5 Stunden Gehzeit.

Wir lernen auf dieser Wanderung die eigenartigen Unterkreidebildungen des Pleißatales und die Cenomanschichten in einem guten und vollständigen Profil kennen. Wir wandern auf dem Fahrweg zunächst ein Stück südwärts und gelangen etwa 500 m vom Wirtshaus entfernt an den Pleißabach, über den eine Brücke zu einigen auf dem anderen Ufer gelegenen Häusern führt. Unter dieser Brücke stehen die auf Seite 379 beschriebenen eigenartigen Konglomerate, die ich in die Unterkreide gestellt habe, an. Etwa 100 m weiter bachaufwärts kreuzt die Waldbahn den Pleißabach und dort stehen hart über dem rechten Ufer wiederum eigenartige Konglomerate und Breccien an, denen ich ebenfalls Unterkreidealter zusprechen möchte. Wenn wir nun etwa 50 m den Hang hinaufklettern würden, so würden wir die Cenomanschichten vorfinden. Doch möchte ich keineswegs die Konglomeratbildungen im Tale mit den Cenomankonglomeraten parallelisieren; denn der petrographische Unterschied ist zu groß. Wir wollen nun aber nach Süden im Pleißatal weiterwandern, am „Bäckerlager“ vorbei, bis zum Zufluß des vom Hirschkogel kommenden Loibnerbaches. Von dort Pleißatal aufwärts stehen wiederum die eigentlichen Konglomerate, aber in Verbindung mit typischen Unterkreidesandsteinen und Mergeln im Bachbett an. Daß die Unterkreideschichten hier an tektonisch exponierter Stelle liegen, erkennen wir sehr schön an der starken tektonischen Beanspruchung. Bald fallen die Schichten nach Osten, bald nach Süden, dann wieder nach Westen oder Norden ein. Das ist aber auch ganz erklärlich; denn an dieser Stelle ist der Hauptdolomit, der zu dem östlichen Faltenzug der Weyerer Bögen gehört, im Gegensatz zu den bisher besprochenen Kreideschichten der Laussa-Groß-Raminger Mulde um etwa 500 m weiter nach Westen gefahren. Am Südhang des Pleißabaches steht schon der Dolomit an, während im Bachbett die Unterkreide sehr schön erschlossen ist und die Verknüpfung der Konglomerate und Breccien mit den Unterkreidemergeln recht gut erkennen läßt.

Wir verlassen nun sehr bald die Nord-Süd verlaufende Kreidemulde. Sobald der Hauptdolomit einsetzt, sind wir in die östlichen Faltenzüge der Weyerer Bögen eingetreten. Das Tal wird sehr schnell viel enger, und steilere Hänge zeigen uns an, daß wir uns nun in einem Gebiet viel härterer Schichten befinden. Zunächst

wandern wir eine ganze Weile auf dem Waldbahnkörper. Zur Linken gute Aufschlüsse in z. T. stark zerklüftetem Hauptdolomit, der sogar grusartig erscheint. Weiter bergaufwärts, noch vor dem Ende der Waldbahn, stehen im Bach dann die harten, schwarzen Mergelkalke der Kössener Schichten an, denen jurassische Hornsteinkalke aufgelagert sind. Sie stehen gleich oberhalb des Holzverladeplatzes am Ende der Waldbahn an.

Wir überschreiten den von Norden kommenden Hanslgraben und gehen auf dem schmalen Steig, der eine Tithonkalkklippe umschließt, weiter aufwärts. Aus diesen Tithonkalken entwickeln sich die Neokom-Aptychenkalke und -mergel, die im Talbett jenseits der eben beschriebenen Klippe zu sehen sind. Wir wollen ins Talbett hinuntersteigen und, nachdem wir uns die tiefen Neokommergel angesehen haben, wandern wir auf dem mit mächtigen Schuttmassen erfüllten Tal des Groß-Draxlgrabens bergan. Zum Groß-Draxlgrabensystem gehören eine ganze Reihe von Gräben. Wir wollen den am nördlichsten gelegenen, der von der Schönleithneralm kommt, für unsere Wanderung benutzen. Der Weg ist sehr unbequem. Ab und zu, wenn die Cenomansandsteine Steilstufen bilden, empfiehlt es sich, ein klein wenig hangaufwärts durch den Wald zu klettern.

Aus den tieferen, mehr kalkigen Neokommergeln entwickeln sich weiter oberhalb dunkle Mergel und noch höher, etwa in Höhe 720 steht am rechten Hang ein Mergelpaket an, das wegen der petrographischen Beschaffenheit wohl sehr wahrscheinlich zum Gault zu stellen ist (siehe S. 380).

Bevor der Bach sich nun in zwei Gräben teilt, stehen schon typische bunte Sandsteine, kompakte, hellgraue, z. T. leicht sandige Mergel und bunte Konglomerate des Cenomans an. Für unseren weiteren Weg wählen wir den linken Graben (in der Fließrichtung gerechnet) und bleiben nun bis Höhe 920 in den Cenomanschichten (siehe S. 383).

In dem ziemlich weichen, braun anwitternden Mergel, etwa in Höhe 780, wurde von mir die leitende *Orbitolina concava* Lam. gefunden. Ab Höhe 825 beginnen dann die das Muldeninnerste zusammensetzenden flyschähnlichen Sandsteine, die bei Höhe 920 entlang einer Störung gegen die Unterkreide verworfen sind. Etwa 25—30 m oberhalb dieser Störung verläuft unser Weg, auf dem wir nach dieser mehr oder weniger anstrengenden Kletterei einige Zeit fast immer in derselben Höhe wandern wollen. Oft wird unser Blick nach Westen zum Sengsengebirge und dem ihm vorlagernden Hintergebirge gezogen werden.

Wer sich noch gerne die Schichten des Jura ansehen möchte, muß dann von der Schönleithneralm auf dem kleinen Pfad nach

Südosten noch etwa 200 m Höhe überwinden und kann dabei ein vollständiges Profil vom Tithon bis zum karnischen Hauptdolomit verfolgen. Von der Schönleithneralm wandern wir dann weiter gegen Norden auf einem schmalen, fast vollständig horizontal verlaufenden Pfad zum größten Teil über Cenomanschichten, z. T. auch über Unterkreideschichten zur Kronsteineralm. Kurz vor dem Gatter, das zu der Wiese auf der Paßhöhe führt, steht nochmal typisches Cenoman an. Wir werfen von hier einen Blick nach Süden und lassen noch einmal die herrliche Alpenlandschaft auf uns einwirken. Im Hintergrund sind Gesäuseberge und Haller Mauern bei klarem Wetter zu sehen.

Von der Kronsteineralm an führt unser Weg rasch hinunter zum Brunnbachtal. Wir durchschreiten fast durchwegs Hauptdolomitgebiet. Unten im Tal tauchen dann noch einmal die Kössener Schichten über dem Hauptdolomit auf und bei der kleinen Mühle, kurz vor dem Pleißatal, verlassen wir dann die östlichen Faltenzüge der Weyerer Bögen und stehen wieder im Kreidegebiet der Laussa-Groß-Raminger Mulde.

IV. Unterlaussa—Mooshöhe—Jodelbaueralm—Unterweißwasser—Sandl—Unterlaussa.

Von der Ortschaft Unterlaussa (an der Bundesstraße Windischgarsten—Altenmarkt), durch den Schwabbach zum Paß Mooshöhe und von dort zur Jodelbaueralm. Nun Abstieg in den Larnsackgraben und über unwegsames Gelände zum eigentlichen Weißwasserbach. Entlang dem Fahrweg über Wirtshaus Weißwasser zur kleinen Siedlung Unter-Weißwasser und von dort in einem kleinen Bachriß, einem Nebenbach des Seigrinnenbaches, hinauf zur Königsbaueralm und zum aufgelassenen Bauxit- und Kohlenbergwerk Sandl. Von hier zurück nach Unterlaussa. 5—6 Stunden Gehzeit.

Auf dieser Wanderung lernen wir einen sehr interessanten Abschnitt aus dem Gebiet der Weyerer Bögen kennen, nämlich jenen Teil, in dem Geyer (1907) den Übergang von Gosauschichten zum Flysch zu erkennen glaubte. Wir werden uns mit dem im Lehrbuch der Geologie von Kayser abgedruckten Profil durch das Weißwassertal noch später näher zu befassen haben.

Unsere Exkursion soll in Unterlaussa beginnen. Wir wandern von dort durch das Schwabbachtal zur Mooshöhe. Etwa 150 bis 200 m von der Mündung des Schwabbaches in den Laussagraben, in Höhe der Schule Unterlaussa stehen im Bachbett schon die dickbankigen Sandsteinbänke der Liesenschichten, denen wir im weiteren Verlauf der Wanderung noch häufig begegnen werden, an. Hier handelt es sich um die tieferen Teile der Liesenschichten. Schon bei der Mühle stehen Unterkreidemergel, die das Liegende

der Liesenschichten darstellen, an. Unser Weg führt nun bis zur Mooshöhe (Höhe 849) fast immer über Unterkreideschichten. Doch wir wollen uns nicht länger aufhalten und wandern gleich bis zur Höhe. Wenn wir oberhalb vom Langseitengütl rückwärts schauen, so sehen wir in herrlicher Form vor uns ausgebreitet die Gesäuseberge vom Tamischbachturm bis zum Großen Buchstein.

Von der Paßhöhe gehen wir dann etwa 200 m nach Norden bis zum kleinen Gehöft Moosbauer, von wo gegen Osten in Richtung Bodenwies über die Wiese ein schmaler Weg bis zum Waldrand führt. Dann geht der Weg im Walde weiter nach Norden zum Adlmannsteingraben (das ist der von der Fiedalalm am Bodenwies direkt nach Westen fließende kleine Bach). Ein niederer Brückensteig führt über den Bach. Nur wenige Meter von diesem Steig bachaufwärts steht bei Höhe 820 in einem großen Felsen das Cenomankonglomerat mit vielen exotischen Geröllen an. Die größten exotischen Gerölle (Porphyre, Quarze, Quarzite und bunte Quarzbreccien haben einen Durchmesser bis zu 12 cm)⁴⁾. Das Bindemittel der Konglomerate ist mergelig und nach oben verschwinden die Gerölllagen immer mehr.

Von dem kleinen Weg wandern wir nun etwa 1½ km weit nach Norden bis zur Jodelbaueralm. Der Weg geht durch aufschlußarmes Gelände. Er ist zwar in der Karte nicht eingezeichnet, läßt sich aber nicht verfehlen. Man muß nur gleich hinter dem Adlmannsteingraben ein kleines Stückchen nach Osten bergan gehen.

Unterhalb der Almhütte der Jodlbaueralm führt ein Weg zur Pichlbaueralm. Wir wollen diesen Weg bis zu dem alleinstehenden Heustall am Wege benutzen. Von dort zweigt nämlich ein kleiner Steig ab, auf dem wir bis ins Bachbett gehen, wo Unterkreidemergel, und zwar die tieferen Teile angeschnitten sind. Gleich unterhalb der kleinen Brücke bilden diese stark kalkigen Mergel eine Steilstufe und dann befinden wir uns auch schon in den höheren Unterkreideschichten. Wir kommen nun in ein Gebiet, das noch ein beredtes Zeugnis von der ungeheuren Käferkatastrophe, die eingangs (Seite 374) erwähnt wurde, ablegt. Unmengen von verfaulten und verfaulenden Holzstämmen sind im Bachbett zusammengeschwemmt und nicht abtransportiert worden.

Unser Weg ist von hier ab etwa 1 km mit einigen Schwierigkeiten verbunden. Mit Geschick werden wir aber auch diese Hindernisse überwinden.

Profil 4 der geologischen Karte gibt uns einen Überblick über die Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiet. In einem etwa 300 m langen Ausstrich tritt die Unterkreide zu Tage, und dann erscheinen

⁴⁾ Über die exotischen Gerölle des Cenomans siehe Lögters 1937, S. 91–93.

am rechten Bachufer einige harte Sandsteinbänke. Die Sandsteine sind bunt und rot gesprenkelt. Gleich darauf folgt eine 2½ m starke Lage von feinem, glimmerig grauem Sandstein mit exotischen Geröllen. Die Grenze zum Cenoman habe ich hier mit dem ersten Auftreten der Sandsteinbänke gezogen. Die Cenomansandsteine und -mergel sind auf dem weiteren Wege noch öfters aufgeschlossen. Es ist eine deutliche Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln. Das Einfallen ist steil nach Osten. Etwa in Höhe 740 sind die Cenomanschichten an einer Störung gegen eine Hauptdolomitreccie verworfen, die ich auf Grund petrographischer Ähnlichkeit in die Untergosau gestellt habe. In diesem Gebiet sind derartige Breccien außer in der Untergosau nicht bekannt. Es wäre aber auch möglich, daß es nur eine lokale Ausbildung der Liesenschichtenbreccie ist. Doch sind mir derartige Breccien aus den Liesenschichten nicht bekannt (siehe S. 435). Um eine tektonische Breccie kann es sich nicht handeln, da das Material doch zu verschieden geartet ist.

Gleich unterhalb dieser Dolomitreccie treten dann schon Liesenschichten auf. Damit befinden wir uns am östlichen Muldenflügel des inneren Teiles der großen Kreidemulde. Die Mulde der Liesenschichten hat hier die größte Breite (etwa 1¼ km). Auf beiden Muldenflügeln liegen die Basalbreccien der Liesenschichten. Es ist eine kleinstückige Breccie, deren Komponenten aus Kalk, Dolomit, Quarz und Phyllit (siehe S. 392) bestehen. Über diesen Breccien liegt eine mächtige Sandsteinserie; in die einzelne Mergelpartien eingelagert sind. Kurz bevor wir den unwegsamen Bach verlassen und bei der verfallenen Seilbahnstation auf den Fahrweg kommen, steht dieser Abschnitt der Liesenschichten an. Wir wandern weiter talabwärts und durchschreiten bis kurz vor der Mühle die nächst höhere Partie der Liesenschichten, die sich vorwiegend aus grobmuschelig brechenden Mergeln, unterbrochen von einzelnen, dünnplattigen Sandsteinbänkchen, zusammensetzt. Im Muldeninnersten lagert der höchste Kreidehorizont, die dickbankigen, harten, schwarz-weißgefärbten, mittelgroben Sandsteinbänke der obersten Liesenschichten. Im weiteren Verlauf unserer Wanderung bis kurz vor Unterweißwasser können wir in herrlichen Aufschlüssen am Wege den anderen Muldenflügel, der also das Gegenstück des oben besprochenen Teiles darstellt, anschauen.

Es sei hier noch betont, daß die einzelnen Horizonte in den Liesenschichten nicht scharf zu trennen sind. Sie gehen ineinander über. Doch lassen sich die oben genannten vier großen Abschnitte erkennen, so daß wir mit Sicherheit einen synklinalen Bau annehmen können und nicht wie Geyer 1907 vermutete, daß diese, von ihm als Flysch gedeuteten Schichten, sich allmählich aus der Gosau entwickeln. Es bestehen zwar gewisse Ähnlichkeiten mit einigen Par-

tien des Flysch, doch stimmt der petrographische und soweit vorhanden, der faunistische Befund mit den Liesenschichten des Beckens von Gams und Gosau sehr überein⁵⁾. Ferner haben sich die Schichten bei der Jodelbaueralm mit exotischen Geröllen als eindeutiges Cenoman erwiesen, so daß von einem faziellen Ineinandergreifen von Gosau und Flysch hier nicht mehr gesprochen werden kann. Im Westen lagern die Liesenschichten ebenfalls mit den groben Breccien, dem höchsten Teil der Untergosau, den Inoceramenmergeln auf. Wir wollen uns diese Mergel an der Brücke beim

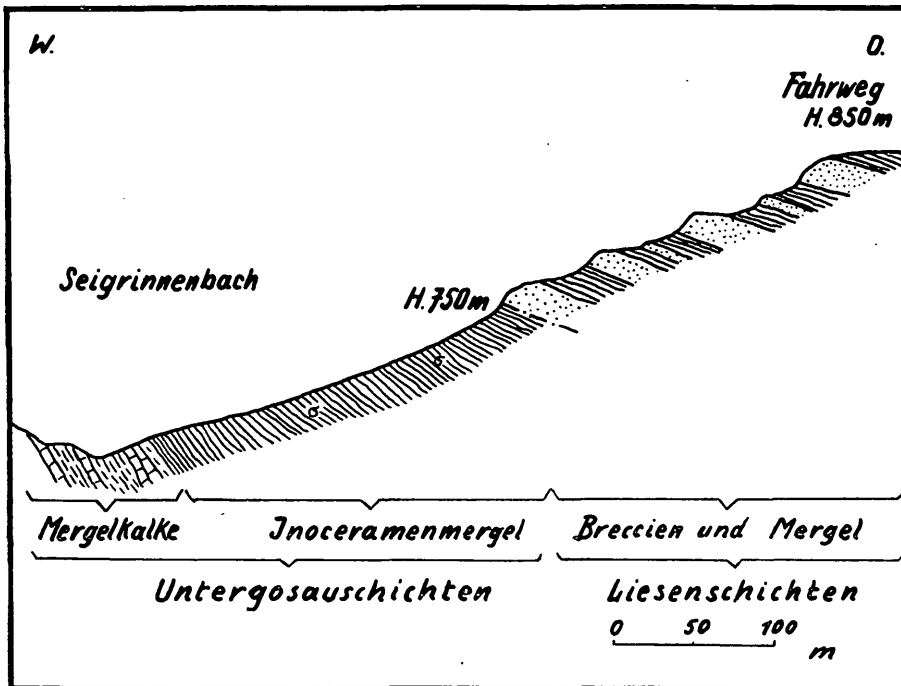


Abb. 15.

Profil durch einen rechten Nebenbach des Seigrinnengrabens. Transgressives Auflagern der Liesenschichten auf höherer Untergosau.

Zusammenfluß von Weißwassergraben und Seigrinnenbach genauer ansehen. Fossilien (vor allem Inoceramen) können gesammelt werden.

Doch wir wollen es nicht versäumen, uns auch die tieferen Teile der Untergosau anzusehen, da in diesen Schichten die mannigfachsten Fossilien zu finden sind. Wandern wir von dem eben beschriebenen Zusammenfluß über die kleine Brücke auf das linke Ufer des Schwarzabaches westwärts zur Schwarzaklause, so

⁵⁾ Siehe auch die Schwermineralspektren bei W. Richter 1937!

liegt etwa 200—250 m zur Linken ein kleines Rinnsal, das im Volksmund den Namen „Schneckengraben“ erhalten hat, offenbar infolge des ungeheuren Reichtums an Schnecken und Muscheln (*Actaeonellen*, *Nerineen* usw.). Die Versteinerungen liegen in dunklen, harten Mergeln, die schon dem tieferen Teil der Untergosau angehören. Wenn wir nun noch ein Stück weiter Schwarzabach abwärts gehen, so müssen wir einen breiten Schuttkegel eines anderen, von Süden kommenden Baches überschreiten. In diesem Bach steht nun eine kleine Wand an, die vom Volksmund den Namen „Hörndlwand“ erhalten hat. Als „Hörndl“ werden von der Bevölkerung die Hippuriten und Rudisten, die hier vor vielen Millionen Jahren auf einem Riff gehaust haben, bezeichnet. In der Nähe dieser Riffkalke stehen dann auch die weißen auf Seite 388 beschriebenen Kalkkonglomerate an. Bei der Schwarzaklause selbst sind wir schon im Gebiet der Basalkonglomerate und -breccien der Untergosau angelangt. Wenn es die Zeit noch erlaubt, empfiehlt es sich, etwa 100 m von der Klause auf einem schmalen Steig bergan nach Süden zur Schwarzahütte zu steigen, wo gleich oberhalb der Hütte Bauxite anstehen. Die Bauxite liegen taschenförmig im Dolomit und in den Dolomitbreccien.

Von hier gehen wir wieder zurück bis zum Zusammenfluß von Weißwasserbach und Seigrinnenbach, den wir etwa 400 m aufwärts wandern, bis vom Osten, vom Breitenberg, ein steiler Bachriß in den Seigrinnenbach mündet. In diesem Bachriß, den wir hinaufklettern wollen, sind die Inoceramenmergel der höheren Untergosau sehr gut erschlossen. Ebenfalls ist das Auflager der Liesenschichten bei Höhe 750 m gut zu sehen (Abb. 15). In den Mergeln der Untergosau fand ich eine ganze Reihe von Inoceramen und u. a. auch einige ziemlich gut erhaltene Ammoniten (*Mortonicerastexanum Roem*).

Etwa in Höhe 800 gelangen wir auf einen horizontal verlaufenden Fahrweg, auf dem wir einige Zeit nach Süden wandern, bis ein kleiner Jägersteig nach Osten zur Königsbaueralm und zum Sandl führt. Diese Abzweigung ist ziemlich schwer zu finden. Sollte man sie verfehlen, so ist es am günstigsten, daß man in der Nähe eines Bachrisses gegenüber der Bergeralm querfeldein, z. T. durch struppiges Gebüsch, nach Osten bis zur Einsattelung oberhalb der Königsbaueralm hinaufklettert. Von dort sind in 5—10 Minuten die Halden des aufgelassenen Kohlenbergwerkes Sandl erreicht.

Hier gewinnen wir nun noch einen guten Eindruck von den Flachwasser- und Kontinentalabsätzen der älteren Untergosauzeit und sehen gleichzeitig auch eine besondere fazielle Entwicklung der Liesenschichten. Wenn wir von der Königsbaueralm, einer kleinen

Wiese mit nur einem Heuschöber, auf dem kleinen Steig bergab gehen, so bemerken wir oberhalb der obersten Kohlenhalde auf dem etwas ausgewaschenen Steig einige Porphy- und Quarzitgerölle. Das sind Gerölle, die wohl zur Zeit des Danien aus dem Cenomankonglomerat aufgearbeitet und mit in das Basalkonglomerat der Liesenschichten eingearbeitet wurden. Auf den Halden, die Material aus den Seichtwasserbildungen der Untergosau enthalten, können viele, gut erhaltene Fossilien gesammelt werden. Auch sind hier noch Bruchstücke von den ehemals abgebauten Kohlen der tiefsten Untergosau zu finden. Die Kohlen sagen uns, daß zur Untergosauzeit vor Eintritt des Meeres die Bedingungen für Moorbildung hier recht günstig waren. Ein Befahren der aufgelassenen Stollen ist wegen Einsturzgefahr nicht zu empfehlen.

Wesentlich interessanter sind jedenfalls die bauxitischen Bildungen, die noch Reste der vorgosauischen Verwitterungshülle darstellen. Sie sind am besten zu sehen, wenn man in das Trockental südlich der verfallenen Hütten steigt. Dort ist der Bauxit, der hier viel Eisen enthält, im Bachbett recht gut aufgeschlossen. Seine taschenförmige Lagerung im Jura ist gut erkennbar.

Unterhalb der am tiefsten gelegenen Halde sind am Fahrwege dann noch eigenartige Basalbildungen der Liesenschichten aufgeschlossen (siehe L ö g t e r s 1937, S. 97). Hier sind in den hellen bis dunkelgrauen Mergelkalken eine Reihe Kalk- und Dolomitgerölle eingelagert. Exotische Geröllkomponenten treten fast ganz zurück. Etwa 100 m (Höhenunterschied!) tiefer sind an einem Horizontalwege auch Dolomitbreccien erschlossen. Doch enthalten diese im Gegensatz zu den Untergosau-Dolomitbreccien auch fein verteiltes Phyllitmaterial. Alle diese eigenartigen Konglomeratbildungen der Liesenschichten deuten wohl auf einen örtlichen Schuttkegel hin. Doch läßt sich über die Schüttungsrichtung nichts Eindeutiges aussagen. Auffallend ist nur, daß die gröberen Gerölle immer am Westrand der Laussa-Groß-Raminger Mulde beobachtet wurden.

Vom Kohlenbergwerk Sandl führt dann ein direkter Fahrweg hinunter ins Laussatal, zurück zu unserem Ausgangspunkt Unterlaussa.

Schriftenverzeichnis.

Ampferer, O. Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl. 96, 1919, S. 1.

Ampferer, O. Beiträge zur Geologie der Ennstaleralpen. Jb. Geol. B.-A., 1921, S. 117.

Ampferer, O. Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. Jb. Geol. B.-A., 81, 1931, S. 237.

- Ampferer, O. Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hieflau. Jb. Geol. B.-A., 77, 1929, S. 149.
- Ampferer, O. Geologischer Führer für die Gesäuseberge. 1935.
- Ampferer, O., und Ohnesorge, Th. Über exotische Gerölle in der Gosau und verwandten Ablagerungen der tirolischen Nordalpen. Jb. Geol. R.-A., 59, 1909, S. 289.
- Angel, F. Die Gesteine der Steiermark. 1924.
- Bittner, A. Geologisches aus der Gegend von Weyer in Oberösterreich. Verh. Geol. R.-A., 1901, S. 250.
- Boden, K. Über Konglomerate und Breccien in den Bayrischen Alpen. Zeitschr. D. Geol. Ges., 75, 1923, S. 155.
- Brinkmann, R. Zur Schichtenfolge und Lagerung der Gosau in den nördlichen Ostalpen. Sitzungsber. Pr. Akad. Wiss., Phys.-Math. Kl., 27, 1934, S. 1.
- Brinkmann, R. Die Ammoniten der Gosau und des Flysch in den nördlichen Ostalpen. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, 1935.
- Brinkmann, R. Bericht über vergleichende Untersuchungen in den Gosaubecken der östlichen Nordalpen. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., I, 1935, S. 145.
- Brinkmann, R. Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. Sitzungsber. Pr. Akad. Wiss. Phys.-Math. Kl. 31, 1936, S. 436.
- Brinkmann, R., Grundlach, K., Lögters, H., Richter W., Mesozoische Epirogenese und Paläogeographie in den österreichischen Nordalpen. Geol. Rundschau, 1937, Bd. 28, Heft 5, S. 438.
- Cornelius, H. P. Vorkommen von Hornblendegabbro in der steirischen Grauwackenzone. Verh. Geol. B.-A., 1930, S. 149.
- Cornelius, H. P. Ein albitreiches Eruptivgestein in der Untertrias bei Neuberg im Mürztal (Steiermark). Verh. Geol. B.-A., 1933, S. 112.
- Cornelius, H. P. Eruptivgesteine in den Werfener Schichten der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen. Verh. Geol. B.-A., 1936, S. 197.
- Felix, J. Die Kreideschichten der Gosau. Paläontographica, 54, 1908, S. 312.
- Geyer, G. Über die Granitklippe mit dem Leopold von Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. Verh. Geol. R.-A., 1904, S. 363.
- Geyer, G. Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreideflysch. Verh. Geol. R.-A., 1907, S. 55.
- Geyer, G. Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbstale. Jb. Geol. R.-A., 59, 1909, S. 29.
- Geyer, G. Erläuterungen zur Geologischen Karte. Blatt Weyer. 1911, 60 S.
- De Grossouvre, A. Recherches sur la craie supérieure. Mém. expl. carte géol. France, 1893.
- v. Hauer, Franz, Ritter. Über die Cephalopoden der Gosau-Schichten. Beitr. Pal. Öst. 1. 1858, S. 7.
- Heritsch, Franz. Geologie von Steiermark. 1921.
- Kockel, C. W. Die nördlichen Ostalpen zur Kreidezeit. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1922, S. 63.
- Kühn, O. Das Danien der äußeren Klippenzone bei Wien. Geol. u. Pal. Abh., N. F., 17, 1930, S. 495.
- Lögters, H. Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns (Weyerer Bögen—Buch-Denkmal). Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg 16, 1937, S. 85—116.
- Redtenbacher, A. Die Cephalopodenfauna der Gosauformation in den nordöstlichen Alpen. Abh. Geol. R.-A., 5, 1873, S. 91.
- Reis, O. Der Weyerer Bogen in seiner Bedeutung für den Ausbau der „Alpengeologie“. Jb. Geol. B.-A., 76, 1926, S. 199.

- Richter, M. Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. N. Jb. f. Min. etc. Beil. Bd. 63, Abt. B. 1929, S. 1—62.
- Richter, M. Die nordalpine Flyschzone zwischen Salzburg und Wien. Centr.-Bl. f. Min., B, 1929, S. 369.
- Richter, M. Der ostalpine Deckenbogen. Eine Synthese zum alpinen Deckenbau. Jb. Geol. B.-A., 80, 1930, S. 497.
- Richter, W. Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg, 16, 1937, S. 59—84.
- Schönwiese, F. Das Käfergebiet von Weyer und sein heutiger Zustand. Wiener Allgem. Forst- und Jagdzeitung, Nr. 12 vom 19. März 1937, S. 2—12.
- Solomonica, Paul. Geologische Untersuchungen im Gebiete des Buch-Denkmal. Mitt. Geol. Ges. Wien, 26, 1933, S. 207.
- Spitz, A. Tektonische Phasen in den Kalkalpen der unteren Enns. Verh. Geol. R.-A., 1916, S. 37.
- Spitz, A. Beiträge zur Geologie der Kalkalpen von Weyer. Verh. Geol. R.-A., 1919, S. 88.
- Stiny, J. Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. Verh. Geol. B.-A., 1931, S. 220.
- Toula, F. Über die Granitklippe mit dem Leopold von Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. Verh. Geol. B.-A., 1905, S. 89.
- Weigel, O. Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. Jb. Geol. B.-A., Bd. 87, 1937, S. 11—40.
-