

Die tektonischen Verhältnisse der beskidischen Oberkreideablagerungen im nordöstlichen Mähren.

Von Dr. Heinrich Beck.

Mit einer geologischen Übersichtskarte (Taf. Nr. XXXV) und 29 Zinkotypen
im Text.

• Im Bereiche des Gebietes der schlesischen Kreide treten uns oberkretazische Sedimente in zweifacher Ausbildungsweise entgegen. Den Nordsaum des Neokomgebirges begleiten sandige, kalkige und mergelige Ablagerungen dieser Stufe, die Baschker- und Friedecker Schichten, die in völlig isolierten Resten einer ehemals zusammenhängenden, einheitlichen Gesteinsdecke über dem Neokom transgredierend auftreten. Ihr Verbreitungsgebiet ist beschränkt auf einzelne relativ bedeutende Erhebungen in der Gegend zwischen Neutitschein und Friedeck.

Wesentlich ausgedehnter ist das Oberkreidegebirge an der Südseite des Neokoms. Fast ohne Unterbrechung zieht sich ein breites Band einheitlich entwickelter Oberkreidesedimente aus der Gegend von Wadowitz über Saybusch, Istebna, Jablunka und Rožnau bis hart an das Westende des Neokomgebirges in die Gegend von Wall-Meseritsch, die sogenannten Istebner Schichten. Sie bilden ein ganz außerordentlich konstantes Glied der schlesischen Kreide, das schon durch die ungewöhnliche Regelmäßigkeit seines Baues mit keinem anderen Horizont verglichen oder verwechselt werden kann.

In den Tälern der Czeladna und Ostravitza beobachtet man völlige Konkordanz und stratigraphischen Übergang zwischen Istebner Schichten und dem Godulasandsteine, dem jüngsten Glied der Neokomserie, insofern auf diesen Gesteinszug die Bezeichnung Neokom noch als zulässig erscheinen kann, während westlich von Rožnau eine ausgesprochene Diskordanz zwischen beiden besteht. Desgleichen spricht Uhlig von einem Übergreifen der Istebner Schichten im Olsatal.

Stratigraphisch gliedern sich die Istebner Schichten in ein tieferes Schieferniveau und darübergelagerte Sandsteine und Konglomerate. Die Schiefer sind tonig-sandiger Natur, rotbraun bis schwärzlich, stellenweise glimmerig und enthalten mehrere Toneisensteinfötze, die in früherer Zeit hüttenmännische Verwertung fanden. Die Sandsteine, meist in

dicken Bänken abgelagert, zeigen verschiedenes, in der Regel jedoch mittel- bis feinkörniges, zum Teil zuckerkörniges Gefüge. Die feinkörnigen Partien zeichnen sich meist durch große Härte und Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung aus, während die nur lokal entwickelten gröberen Partien mitunter sogar in Grus zerfallen.

Eine besonders markante Bildung sind die reichlich vertretenen kleinkalibrigen Konglomerate. Von spärlichem sandigem Bindemittel verkittete, gleichmäßig haselnußgroße, wohlgerundete, weiße Kiesel bilden, in mächtigen Bänken gelagert, oft kilometerweit hinreichende steile Kämme. Ein besonderes Niveau scheinen sie jedoch nicht zu vertreten, sondern nur eine lokale Fazies der Sandsteine. Bei der Verwitterung bleiben die kleinen Kiesel erhalten, während das Bindemittel als feiner Sand herausgewaschen und verschwemmt wird, so daß die Berghänge oft von einer mehrere Dezimeter bis $\frac{1}{2} m$ dicken Schichte von losem Kies bedeckt sind, was stellenweise zum Vergleich mit einem wohlgepflegten Park berechtigt, dessen Wege mit ausgesuchtem Kiesmaterial bestreut wurden. Da das Bindemittel häufig stark eisenschüssig ist, sind die Kiesel oft mit verschieden intensiv braunroten und grellroten Häuten von Eisenhydroxyd überzogen.

Eine technische Verwendung finden diese kleinkalibrigen Konglomerate nirgends.

Eine andere, häufig auftretende Fazies der Istebner Sandsteine sind grobe Konglomerate von kristallinen Felsarten, unter denen besonders Gneise, Granite, Porphyre, Glimmerschiefer und Phyllite vorherrschen. Auch weißer Stramberger Kalk findet sich in diesen Konglomeraten. Die Größe der durchaus nicht immer wohlgerundeten Gesteinsfragmente wechselt sehr stark — neben nußgroßen Geröllen erscheinen häufig auch kristalline Blöcke, die über 1 m Durchmesser aufweisen. Speziell in der Umgebung von Rožnau wurden solche Blockanhäufungen beobachtet (Hradisko).

Außer das eigentliche „Gebiet der schlesischen Kreide“ fallen die im folgenden angeführten Vorkommnisse von Oberkreide im Bistričkatal bei Roučka südlich von Wall-Meseritsch und beim Dorfe Chwalczow bei Bistritz am Hostein. Beide liegen inmitten jenes mächtigen Gebirgszuges, der von Paul als Magura-Sandsteinzone bezeichnet und für alttertiär erklärt worden ist. Für einen großen Teil dieser aus Schiefertonen, Mergelschiefer und Sandsteinen bestehenden Zone konnte allerdings durch eine Reihe von Nummulitenfunden das alttertiäre Alter durch den Autor bestätigt werden. An den beiden genannten Punkten jedoch glückte es ihm, sichere Oberkreideversteinerungen zu finden, und zwar im Bistričkatal einen wohl erhaltenen *Pachydiscus Neubergicus* und bei Chwalczow *Rhynchonella* *cfr. compressa*. In beiden Fällen stammen die Funde aus einem harten, blaugrauen, dichten Kalksandstein, der in ebenmäßigen dicken Bänken mit schiefringtonigen Zwischenlagen auftritt und in Steinbrüchen als wertvollstes Quadermaterial der nächsten karpathischen Umgebung für die dortigen Talsperrenbauten gewonnen wird.

Wenn auch vorläufig eine kartographische Abgrenzung des die genannten Oberkreidefixpunkte verbindenden hohen Bergzuges gegen die nördlich und südlich davon verlaufenden sicher alttertiären Ablage-

rungen noch nicht durchgeführt werden konnte, so wurde doch der Beweis erbracht, daß die faziell im Detail so mannigfaltige, im großen und ganzen aber einheitlich erscheinende sogenannte Magura-Sandsteinzone durchaus kein so einheitliches Gebilde darstellt, wie Paul annahm. Da jedoch die aufklärenden Detailarbeiten noch nicht beendet sind, sehen wir uns bemüßigt, die gemeinsame Bezeichnung der ganzen Zone beizubehalten und als Maguraschichten sowohl die kretazischen wie auch die alttertiären Sedimente südlich des schlesischen Kreidegebietes zusammenzufassen.

Noch bleibt als möglicherweise oberkretazisch ein Schichtsystem zu betrachten, das bereits Paul unter der Bezeichnung „Javornik-Sandstein“ an der mährisch-ungarischen Grenze vom Magurasandstein getrennt und als wahrscheinlich kretazisch bezeichnet hat. Fossilien haben diese Gesteine bisher nicht geliefert, in der Fazies zeigen sie vielfache Anklänge sowohl an die Istebner- wie an die Maguraschichten. Auffällig ist nur ein gewisser morphologischer Gegensatz zwischen dem Javornikgebirge und dem Zug der Maguraschichten.

I. Das Verhältnis des Baschker Sandsteins und der Friedecker Mergel zum schlesischen Neokom und der subbeskidischen Decke.

Die Detailuntersuchungen des Autors in den mährisch-schlesischen Beskiden haben in bezug auf die stratigraphische Stellung der Baschker und Friedecker Schichten keine neuen Ergebnisse gezeitigt, weshalb in diesen Fragen auf die bereits vorhandene Literatur hingewiesen sei¹⁾. Wir betrachten mit Liebus (l. c.) diese Schichten als Vertreter des Senon. Besondere Beachtung verdienen dagegen die lithologischen Verhältnisse. Den unverkennbaren Typus der Baschker Schichten repräsentieren feinkörnige, hellgraue, harte Sandsteine mit bedeutendem Kalkgehalt, und graue und gelblichgraue spröde Kalkmergel mit charakteristischem muscheligen Bruch. Zwischen den feinkörnigen Sandsteinen und den Mergeln bestehen allerorten kontinuierliche Übergänge. Die Schichtung ist außerordentlich regelmäßig. Gewöhnlich sind Sandsteine und Mergel verhältnismäßig dünnschichtig — plattig — entwickelt; die Mergel zeigen daneben häufig eine plattigschiefrige bis dünnschiefriige Ausbildung, die Sandsteine vielfach eine dickbankige.

Das spezielle Charakteristikum der genannten Schichten ist das reichliche und konstante Auftreten von grauen Hornsteinbändern. Außerdem ist noch besonders hervorzuheben, daß bei der Verwitterung die feinkörnigen harten Sandsteine senkrecht zur Schichtung in scharfkantige prismatische Stücke zerfallen, wie es in diesen Gegenden in gleich ausgezeichneter Weise nur noch bei den Ellgothor Sandsteinen beobachtet werden konnte. Der äußerst geringe Gehalt an Eisenkarbonat bringt es ferner mit sich, daß die Sandsteine meist eine hellgraue und seltener die bräunliche Verwitterungsfarbe zeigen.

¹⁾ Liebus und Uhlig, Über einige Fossilien der karp. Kreide. Beiträge z. Geol. u. Pal. Öst.-Ung. und des Orients. Wien 1902, Bd. XIV.

Schichten mit den genannten lithologischen Eigentümlichkeiten sind immer mit Sicherheit als Baschker Schichten anzusprechen. Die Senonschichten am Beskidennordrand aber, die wir als Baschker Schichten anzusprechen haben, zeigen vielfach einen ganz anderen Charakter, der mit dem eben geschilderten und von Hohenegger und Uhlig als Typus hingestellten gar keine Ähnlichkeiten oder Analogien aufweist, vielmehr dem der neokomen Grodischter Schichten so nahe steht, daß bei dem gänzlichen Mangel an brauchbaren Fossilien eine Verwechslung beider Bildungen leider allzuleicht möglich ist. Insolange das Alter gewisser Schichten nicht durch Fossilfunde erwiesen sein wird, werden auch die Zweifel — ob Neokom, ob Senon — nicht zu beheben sein. Die Lagerungsverhältnisse allein können in einem so lebhaft gestörten Gebiet nicht überall eine sichere Richtschnur für die Altersbestimmung abgeben.

Am Liebischberg, in der Umgebung von Stramberg und Nesselsdorf, im Palkovitzer und Kozlovitzer Gebirge treten allenthalben und meist in bedeutendem Ausmaß zuckerkörnige und grobkörnige, gewöhnlich stark zermürbte Sandsteine auf, ebenso (Piskovnia und Lauška bei Nesselsdorf) in Verbindung damit Tithonkalkbreccien und -konglomerate, die bisher die widersprechendsten Deutungen gefunden haben.

Am Liebischberg wurden die groben Sandsteine und einzelne dicke Bänke von Tithonkalkbreccien und -konglomeraten als Zwischenlagen in dem typischen feinkörnigen, kalkigen Baschker Sandstein angetroffen, ebenso auf der Bila hora bei Stramberg.

Auf Schauenstein (Schostin) und Piskovnia bei Nesselsdorf fanden sich plattige Baschker Sandsteinschichten mächtigen Kalkkonglomeraten und -Breccien vereinzelt eingelagert; die grauen Hornsteinbänder wieder in den groben mürben Sandsteinen der Palkovitzer Berge in Begleitung plattiger hellgrauer und gelblichgrauer harter Mergel.

Ein Unterschied zwischen den von mir zum Senon gezählten groben Sandsteinen und dem Grodischter Sandstein scheint bemerkenswert: unter den ersteren wurden jene weißen, zuckerkörnigen Sandsteine nicht angetroffen, die in den Grodischter Schichten so mächtig entwickelt sind (Gimpelberg, Peczavska hora bei Janovitz, Sklenauer hurka, Hurkaberg nördlich von Alttitschein usw.) und die überall als leicht zu bearbeitender Baustein gebrochen werden. Ebenso finden sich auch in dem fraglichen Senon keine Nulliporenbänke, wie sie für die Grodischter Schichten charakteristisch sind. Sonst aber herrscht fast durchweg völlige Gleichartigkeit der Fazies. Sie mag wohl hauptsächlich damit zu erklären sein, daß speziell die Grodischter Sandsteine vielfach das Material zum Aufbau senoner Schichten geliefert haben, denn gerade an jenen Stellen, wo Grodischter Schichten mit dem Senon im Kontakt stehen oder in unmittelbarer Nachbarschaft davon auftreten, ist die Entwicklung der fraglichen Senonbildungen am reichsten (Nesselsdorf, Chlebowitz-Palkovitz).

Der Baschker Sandstein bildet zwischen Neutitschein und dem Ostravitzatal eine Reihe relativ bedeutender Erhebungen, die fast durchweg durch Erosion voneinander getrennt sind. Am weitesten westlich liegt von diesen senonen Gebirgsfragmenten der Liebisch-

berg, dessen östlicher Gipfel die Reimlicher Hurka genannt wird. Am Abhang dieses letzteren gegen Saversdorf findet sich eine kleine Klippe von Stramberger Kalk.

Rings um die große Stramberger Tithonklippe schließt sich ein Mantel von Baschker Sandstein. Er unterteuft von Nordwesten her die Kalkmasse des Kotouč, umschließt die steil aufragende Klippe der Trouba und bildet nördlich vom Ort Stramberg die Bila hora, an deren Abhang gegen Nesselsdorf vier kleine Blockklippen auftauchen. Am Süde von Nesselsdorf steht das Senon der Bila hora durch einen schmalen Streifen mit der umfangreichen Masse von Czervny kamen, Piskovnia und Holy vrh in Verbindung.

Genau südöstlich vom Steilabfall des Kotouč hebt sich eine flache, bewaldete Kuppe von Baschker Sandstein aus ihrer neokomen Umgebung heraus (Punkt 379).

Auf dem Berg Na Peklach bei Bordowitz findet sich ebenfalls ein Relikt von Baschker Sandstein.

Östlich der Lubina bildet dieser die steil aufragenden Tychauer Berge (U Vichy, Tychava hurka, Lozina bei Mischi), den Berg Kaczniczow, Skalka, Hochwälder Schoßberg sowie den Südostabhang der Sklenauer Hurka. Ferner das Palkowitzer Gebirge und den Zug des Kozlowitzer Berges mit den Höhen von Metillowitz und jenseits der Ostravitz die Hügel von Baschka und Pržno.

Das niedrige Hügelland zwischen Staritsch und Lothrinkowitz besteht gleichfalls aus Baschker Sandstein, der hier stellenweise in weichere Mergelschiefer übergeht.

Räumlich sehr beschränkt sind die Vorkommnisse von Friedecker Mergel bei Friedeck und Leskowetz.

Als östlichstes Vorkommen von echtem Baschker Sandstein ist eine sehr kleine Partie davon bei Nied.-Domaslowitz nördlich von Woikowitz zu nennen ¹⁾.

a) Liebischberg und Reimlicher Hurka.

Auf Hoheneggers Karte ist das ganze Gebiet zwischen dem Dorfe Reimlich und dem Söhler Busch mit dem genannten Berg als Oberkreide angegeben. Die Manuskriptkarte Tausch's, die dem Autor als Grundlage zur Reambulierung diente, zeigt bereits eine den tatsächlichen Verhältnissen mehr entsprechende Umgrenzung der Oberkreide, indem nur der Berg selbst als solche eingezeichnet erscheint.

Tausch verzeichnet in seiner Manuskriptkarte in der nördlichen, östlichen und südlichen Umrahmung des Baschker Sandsteins nur Diluvium (Lehm und Löß), während er am Westfuß eine kleine Partie Alttertiär angibt. Lehm oder Löß bedeckt nach ihm auch die Terrainsenke zwischen dem Baschker Sandsteinberg und dem Höhenzug Holiwak — Söhler Busch, die als Godula-Sandstein angegeben

¹⁾ Uhlig, Stratigraphische Bemerkungen zu Liebus: Über einige Fossilien der karp. Kreide. Beitr. z. Geol. u. Pal. Österr.-Ung. 1902, XIV. Bd., pag. 124.

sind. Richtig verzeichnet er am Nordostende von Reimlich einen Pikritaufbruch.

Nach Hohenegger wird der Baschker Sandstein im Westen, Norden und Osten von Alttertiär umschlossen, im Süden grenzt er an Obere Teschener Schiefer. Den ganzen Gipfelkamm der Hurka nimmt nach ihm eine Tithonklippe ein.

Bei den Reambulierungsarbeiten, die der Autor im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt durchzuführen hatte, ergaben sich wesentliche Abweichungen von den genannten Kartengrundlagen.

Söhler Busch und Hohlweg (Holiwak) bestehen nicht aus Godula-Sandstein, sondern Grodischter Sandstein. Diesen unterteufen von Norden her obere Teschener Schiefer, in denen das Dorf Reimlich eingebettet liegt. Am Nordende des Dorfes grenzen diese Schiefer an den Baschker Sandstein der Hurka und des Liebischberges. Gegen Westen, im obersten Teil des Krumbachgrabens, versinken die oberen Teschener Schiefer unter der diluvialen Bedeckung, die auch bis an den Südwestabhang des Liebischberges hinaufreicht. Fluviatiler Diluvialsand verkleidet seinen Westfuß, während im Norden und Osten oberhalb Liebisch und Saversdorf Schotter mit nordischen Geschieben, die über den fluviatilen Sanden lagern, bis unmittelbar an den Steilhang herantreten.

Westlich und südwestlich vom Liebischberg tauchen subbeskidische Gesteine an mehreren Stellen empor.

Im Hohen Wald nördlich der Reichsstraße konnte der Autor in einem tief eingeschnittenen Seitengraben des Sedlnitzbaches alttertiäre graue Schiefertone nachweisen, die bei ONO-Streichen unter 40° gegen SSO einfallen. Dieses Vorkommen korrespondiert mit den Aufschlüssen von alttertiären Schiefertonen im Titschbach bei Neutitschein und Schönau.

Am Südrand des Hohen Waldes, beim Schwefelbad, stehen Menilitschiefer in ziemlich beträchtlicher Ausdehnung an. Sie werden von mittel- bis grobkörnigen, hieroglyphenführenden Sandsteinen, die mit bräunlichen, sandigen, schiefrigen Mergeln wechsellagern und rein südlich einfallen, offenbar konkordant überlagert. Diese Sandsteine, die zweifellos der subbeskidischen Decke angehören, bilden einen leicht kenntlichen, O—W verlaufenden breiten Rücken, der am Südfuß des Liebischberges beginnt. Leider mangelt es gerade in dieser Gegend an Aufschlüssen, welche einen tieferen Einblick in das Verhalten dieser Sandsteine zu dem Baschker Sandstein gewähren würden. Es ist nur zu konstatieren, daß beide Schichtkomplexe südlich einfallen.

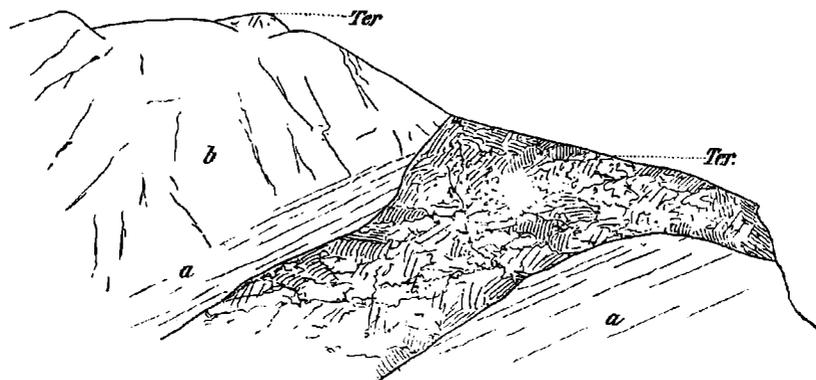
Am äußersten NW-Fuß des Liebischberges erscheint in einem kleinen Steinbruch zu unterst der typische, regelmäßig und ebenflächig geschichtete Baschker Sandstein mit Hornsteinzwischenlagen, flach südlich einfallend. Darüber, scheinbar ungeschichtet, ein gelblichgrauer, gröberer Sandstein, der allerdings eine gewisse Ähnlichkeit mit subbeskidischen Alttertiärsandsteinen besitzt, welche Hohenegger zur Einzeichnung von Alttertiär veranlaßt haben mag, weit mehr aber an Grodischter Sandstein erinnert, jedoch infolge seiner Lagerung zwischen den typischen Oberkreideschichten von diesen

absolut nicht zu trennen ist. (Fig. 1.) In geringer Entfernung nördlich von diesem Aufschluß findet sich ein zweiter, in welchem abermals typischer Baschker Sandstein zutage tritt. Dieser zweite Aufschluß liegt noch etwas tiefer als der erstgenannte, gleich diesem in einer diluvialen Terrasse.

Den Kamm von Liebischberg und Reimlicher Hurka bilden harte Kalkmergel und Sandsteine. Zwischengelagerte weiche Mergelschiefer scheinen seltener aufzutreten. (Großer Steinbruch westlich unter dem Gipfel des Liebischberges.) Die Fallrichtung ist hauptsächlich rein südlich.

Häufig treten Breccien von Tithonkalk und ebensolche Konglomerate auf, besonders auf der Westseite des Berges. Diese Breccien und Konglomerate bilden einzelne Bänke von bedeutender

Fig. 1.



Steinbruch am Nordwestfuß des Liebischberges (Reimlicher Hurka).

a = Plattiger, hellgrauer Baschker Sandstein mit Hornsteinbändern.

b = Grauer, anscheinend ungeschichteter, gröberer Sandstein.

Ter. = Diluvialterrassen.

Mächtigkeit und besitzen große Ähnlichkeit mit den analogen Bildungen der Grodischer Schichten.

Vom Hurkagipfel zieht sich ein wenig markanter Kamm gegen NO hinunter. Auf der Saversdorf zugekehrten Seite dieses Kammes tritt die schon bekannte Tithonklippe auf, allerdings von wesentlich bescheidenerem Umfang, als sie Hohenegger dargestellt hat. Wir können sie nur als eingefaltete Blockklippe ansprechen.

Auf der Manuskriptkarte Tausch's ist sie nicht verzeichnet.

Über den Kontakt des Baschker Sandsteins mit den oberen Teschener Schiefen bei Reimlich können leider keine Angaben gemacht werden, da nirgends entsprechende Aufschlüsse vorhanden sind, die ihn erkennen oder wenigstens seine Art vermuten lassen könnten. Auch die oberen Teschener Schiefer fallen gemäß dem regelmäßigen Schuppenbau des ganzen Gebirges in südlicher Richtung ein.

b) Umgebung von Stramberg und Nesselndorf.

Die große Tihonkalkklippe von Stramberg (Kotouč) ist mit Ausnahme ihrer SO-Seite vollständig eingehüllt in Baschker Sandstein, der sowohl von NW als auch NO her gegen die Klippe einfällt. An der Westseite erkennt man unschwer, wie diese Hüllschichten den Klippenkalk tatsächlich unterteufen, indem der Kalk vom Gipfel des Kotouč in schräger Richtung quer über den Westabhang zum Südfuß des Berges herunterzieht. Hinter dem Kalk, allerdings größtenteils durch Gehängeschutt verdeckt, steht Baschker Sandstein an.

Entlang der Südostseite des Kalkriffes streicht ein schmaler Zug von unteren Teschener Schiefern, darüber folgen die oberen Teschener Schiefer. In den ersteren taucht am Eingang zum großen Guttmannschen Steinbruch eine kleine Pikritintrusion auf. Eine auf der Südseite des Riffes angesetzte Bohrung ergab als Liegendes des Kalkes die unteren Teschener Schiefer. Der Baschker Sandstein wurde hier nicht angetroffen.

Bereits in seiner Abhandlung über die Klippen der Karpathen wie in Bau und Bild der Karpathen hat Uhlig den Nachweis erbracht, daß das Riff aus den unteren Teschener Schiefern emporgewachsen ist, die mit demselben in auffallender Weise ursprünglich verwachsen sind. Am deutlichsten ist dieses Verhältnis von Kalk und Schiefer im alten Gewerkschaftssteinbruch zwischen dem Guttmannschen Bruch und dem Ort Stramberg zu erkennen. Die graubraunen Mergelschiefer greifen allenthalben unregelmäßig in den Kalk ein, erfüllen alle Höhlungen desselben und sind meist eng gestaut und verfaltet. Meist schaltet sich zwischen Kalk und Schiefer eine wenig mächtige Schicht von Konglomeraten und Breccien des Riffkalkes ein wie aus den nachfolgenden Abbildungen ersichtlich ist.

Der Kalk ist ungeschichtet, nur an einer Stelle erweckt er den Anschein von Bankigkeit, doch kann es sich in diesem Fall auch um Parallelklüftung handeln. (Fig. 2, 3.)

Zweifellos war das Stramberger Riff, nachdem es durch vorsenone Erosion aus seiner Umgebung von weichen Neokomgesteinen herausmodelliert worden war, allseitig von Baschker Sandstein eingehüllt. Doch während unter seinem Schutze die Hülle an der Nordseite erhalten geblieben ist, wurde sie auf der Südseite bis auf einen kleinen Rest vollkommen abgetragen. Dieser letzte Rest, der Zeuge der allseitigen Umhüllung durch das Senon, liegt auf dem bewaldeten Hügel 379, an dem die Straße von Stramberg nach Senftleben vorbeiführt. Seine Unterlage bilden obere Teschener Schiefer, für die er bei der späteren Hauptfaltung (Überschiebungsphase) jedenfalls ein nicht sehr nachgiebiges Hindernis darstellte, denn gerade rings um diesen Hügel zeigen sich lokale Störungen, wie aus dem regelwidrigen Einfallen der oberen Teschener Schiefer zu ersehen ist. Während das normale Fallen in diesem Schieferzug durchweg 30 bis 45° gegen SO gerichtet ist, zeigt sich am Südrand dieser kleinen senonen Hügelkappe ein Fallen von 22° gegen WSW, am Westrand ein Fallen von 25° in rein westlicher Richtung. Im Baschker Sandstein selbst konnte

mangels eines entsprechenden Aufschlusses das Verflächen nicht konstatiert werden.

Besonders instruktiv ist das Verhältnis des Baschker Sandsteins zu der zweiten großen Klippe am oberen Ende von Stramberg, der Trouba. Diese Klippe ist tatsächlich allseits von Senon umgeben. Im Bachbett südlich der Trouba steht Baschker Sandstein an mit südlichem Einfallen. Desgleichen ist derselbe am Westabhang mehrfach sichtbar sowie an der Nord- und Ostseite. Vom höchsten, mit einem Turm gekrönten Punkt der Trouba zieht sich ein steil geböschter

Fig. 2.

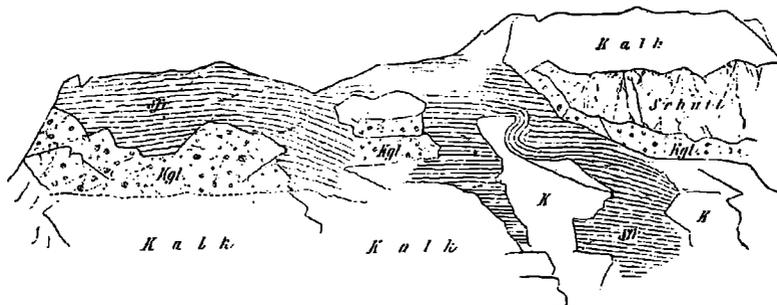
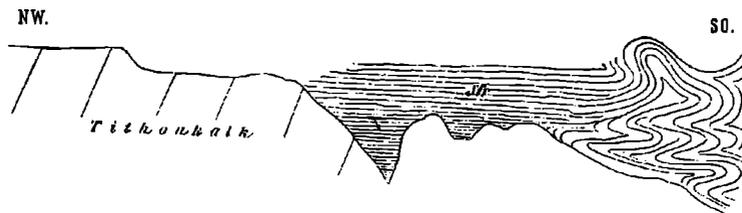


Fig. 3.



Kontakt der unteren Teschener Schiefer mit dem Strambergerkalk im alten Gewerkschaftssteinbruch in Stramberg (Kotonč).

K = Tithonkalk. — *Kgl.* = Konglomerat aus Geröllen des Tithonkalkes. — *Sfr.* = Untere Teschener Schiefer.

felsiger Kamm zur Bila hora hinüber. Dieser Kamm besteht aus ziemlich grobkörnigem Baschker Sandstein, der hier in der unmittelbaren Nachbarschaft des Riffes stellenweise so vollkommen von Bruch- und Rollstücken des Kalkes erfüllt ist, daß er hier ohne weiteres als Breccie anzusprechen ist. Je weiter wir uns von dem Riff entfernen, desto ärmer wird der Sandstein an Kalkbrocken, bis er auf der Bila hora wieder den normalen Typus des Baschker Sandsteins aufweist.

Ganz gleiche Erscheinungen treffen wir am Nordostrand des großen Riffes, das ist am Südwestabhang der Bila hora. Auch hier

treten stellenweise massenhafte Anhäufungen von Kalkbreccien im Baschker Sandstein auf. Wir haben hier zweifellos ein ursprüngliches Anlagerungsverhältnis vor uns, das auch durch die intensiven tektonischen Bewegungsvorgänge der späteren Epochen nicht verwischt worden ist.

Im Baschker Sandstein der Bila hora stecken knapp oberhalb des Südendes von Nesselndorf in der Nachbarschaft der großen Klippe vier kleine Blockklippen. Ihre Entfernung vom Hauptriff beträgt zirka 150 bis 300 m.

Auf der Westseite der Bila hora (Weißer Berg) beim Bad Stramberg und unmittelbar am Fuß der Trouba stehen jene grauen grobkörnigen Sandsteine an, deren auffallende Ähnlichkeit mit gewissen Schichten des Grodischter Sandsteins hervorgehoben wurde und die zweifellos mit den groben Sandsteinen des Liebischberges identisch sind. Auch hier sind sie mit typischem feinkörnigen, plattigen Baschker Sandstein und mit Kalkbreccien innig verknüpft, so daß wir sie hier wie dort dem Senon zurechnen müssen, zumal vielfach auf der Bila hora Übergänge zwischen diesem groben Sandstein und dem bekannten typischen zu beobachten sind.

Derselbe graue grobkörnige Sandstein ist auch teilweise der Träger der Breccien und Konglomerate, die, wie erwähnt, bis weit hinauf gegen den Gipfel des Berges zu verfolgen sind. Die dicken Bänke streichen ONO und fallen unter nahezu 50° gegen SSO ein. Speziell auf der N- und O-Seite des Berges dominieren die feinkörnigen, harten, kalkigen Sandsteine, was insbesondere mit Rücksicht auf die Angabe Prof. Fritz Hirths¹⁾, daß sowohl der Gipfel als auch die ganze Osthälfte der Bila hora aus Alttertiärgesteinen bestehen, hervorzuheben ist. Dieser Irrtum Prof. Hirths erscheint dadurch von vornherein erledigt. Wichtiger sind die Angaben von Hohenegger und Uhlig über das Auftreten alttertiärer Schichten am Fuß der Bila hora, sowohl auf der N-Seite, als insbesondere auf der östlichen, bei Nesselndorf. Anstehende Schichten konnte ich hier nirgends konstatieren, bloß diluviale Sande, Lehm und Gehängeschutt. Dagegen scheint das Auftreten zahlreicher Quellen am Fuß des Berges auf das Vorhandensein wasserdichter Schichten hinzuweisen; ob es sich dabei um das Auftauchen alttertiärer Gesteine handelt, muß bei der Aufschlußlosigkeit dieser Gegend dahingestellt bleiben.

Ganz außerordentliche Schwierigkeiten bieten sich dem kartierenden Geologen in dem Gebirgsabschnitt östlich von Nesselndorf, der durch die Gipfel Czerveni kamen (728 m), Piskovnia (602 m) und Holy vrch (509 m) bezeichnet ist. Die Mannigfaltigkeit der daselbst vorhandenen Gesteinstypen, das Fehlen bezeichnender Fossilien bringen es naturgemäß mit sich, daß trotz genauesten Studiums nicht alle Zweifel mit einem Schlag zu beseitigen waren.

Hohenegger und Tausch haben auf den genannten Bergen Baschker Sandstein ausgeschieden, dazwischen eine ziemlich breite Zone von Wernsdorfer Schiefern, entsprechend den tief einge-

¹⁾ Jahresbericht der mähr. Landes-Oberrealschule in Neutitschein 1888/89: Übersicht der geolog. Verhältnisse des Neutitscheiner Bezirkes.

schnittenen Tälern. Aber bereits Prof. Uhlig hat in der dem Autor freundlichst zur Weiterführung überlassenen Manuskriptkarte der Umgebung von Stramberg keine Wernsdorfer Schichten mehr angegeben, sondern nur Baschker Sandstein mit einer Umräumung von Alttertiärgesteinen im Westen und Norden. Eine kleine, steil aufragende Klippe von Tithonkalk am Südabhang der Piskovnia erscheint bei allen den genannten Autoren angegeben.

In einer kurzen Notiz hat sich endlich Dr. M. Remeš mit dem nördlichen Teil dieses Gebietes befaßt. Wir werden speziell darauf zurückkommen müssen.

Am Westfuß von Czerveni kamen, im Tal von Nesselsdorf, sind in einzelnen Hohlwegen graue, plattige Sandsteine mit viel Pflanzenhäcksel und Hieroglyphen auf den glimmerigen Schichtflächen und zwischengelagerte weiche, graue Schiefertone aufgeschlossen.

Hohenegger verzeichnet in seiner Karte innerhalb dieser Zone nummulitenführende Schichten, wonach das tertiäre Alter sichergestellt erscheint. Obwohl es mir selbst nicht gelungen ist, diese Schichten wieder zu finden, hege ich gleich Prof. Uhlig über die Richtigkeit dieser Angaben keinen Zweifel, speziell im Hinblick auf die faziellen Eigentümlichkeiten der betreffenden Sedimente.

Diese Schichten streichen ungefähr parallel dem Fuß des Berges gegen ONO und fallen bergwärts ein. Unmittelbar darüber erhebt sich erst verhältnismäßig sanft der eigentliche Fuß des Czerveni kamen, die sogenannte Horečkova. Hier finden sich ausschließlich bankige, gröbere Sandsteine von grauer und gelblicher Farbe, völlig analog denen vom Liebischberg und der Bila hora, somit ganz ähnlich den Grodischter Sandsteinen. Verwittert sind sie sehr mürb und zerfallen in Sand.

Diese Sandsteine lassen sich kontinuierlich als breiter Außenraum des Berges längs dessen Nordflanke — der steile Gipfelkamm des Berges erstreckt sich ungefähr O—W — über den Sattel zwischen Czerveni kamen und Piskovnia (Punkt 490) bis zum nordöstlichen Vorgipfel, dem Holy vrch, verfolgen. Der Holy vrch besteht zur Gänze aus diesem Sandstein. Ebenso findet sich derselbe grobe Sandstein auf der Ostflanke der Piskovnia und in dem Graben an deren N-Seite, wo er stellenweise in kleinen Bachrunsen schön aufgeschlossen ist.

Besonders gute Aufschlüsse liegen knapp oberhalb des Dorfes Velčowitz am Abhang gegen das Lubinatal, auf dem östlichen Hügel von Louška (Punkt 333 m). Hier sind die groben Sandsteine in zwei Steinbrüchen entblößt. Sie zeigen massige Bänke mit — sehr spärlichen — Zwischenlagen von dünnplattigen groben Sandsteinen mit vereinzelt kleinen Kohlenbröckelchen, etwas Pflanzenhäcksel, aber ohne Glimmer und Hieroglyphen, zum Unterschied von den Alttertiärgesteinen bei Nesselsdorf. Auch hierin liegt eine Analogie mit Grodischter Schichten. Die Sandsteine streichen ONO und fallen unter 35° gegen SSO ein.

Der Abhang von Holy vrch und Czerveni kamen gegen das Lubinatal zeigt durchweg dieselben Sandsteine.

Den steil aufstrebenden Gipfelkamm des Czerveni kamen bilden ebenfalls Sandsteine, doch zeigen diese meist ein etwas feineres Korn und nicht die bräunliche, sondern mehr eine graue Verwitterungsfarbe, nähern sich somit mehr den feinkörnigen Typen von Baschker Sandstein. Stellenweise erscheinen auch tatsächlich typische Baschker Schichten den gröberen Sandsteinen beigemengt. Vielfach enthalten die Sandsteine Einschlüsse von Mergelknollen, besonders am West- und Südabhang des Czerveni kamen. Diese Knollen sind unregelmäßig geformt und ziemlich flach. Infolge ihrer hellgrauen Farbe haben sie gewisse Ähnlichkeit mit Tithonkalkgeröllen.

Auch am Czerveni kamen finden sich stellenweise, besonders an der Südseite, Bänke mit Kalkbreccien und -geröllen, wie auf der Bila hora. Auf der Ost- und SO-Seite gehen die etwas weniger groben Sandsteine des Gipfelkammes wieder in die groben Sandsteine über.

Östlich unterhalb des Gipfels streichen die groben Sandsteine NW—SO fallen steil gegen NO ein. Gegen das Lubinatal zu stellt sich wieder O—W-Streichen ein bei verschiedener Fallrichtung. Am Westende des Berges, gegenüber dem Bahnhof Stramberg streichen die Schichten OSO bei südlichem Einfallen. Offenbar verdankt der Gipfelkamm der ostwestlichen Streichrichtung der Schichten seine Form. Das NO-Fallen östlich des Gipfels deutet wohl sicher auf Zerstückelung des Gebirges durch Verwerfungen.

Der Berg Piskovnia nördlich des Czerveni kamen und westlich vom Holy vrch, von beiden durch tief eingeschnittene Täler getrennt, trägt, wie schon erwähnt, eine verhältnismäßig kleine, aber landschaftlich sehr auffallende, mit einer hohen, senkrechten Wand aus dem Wald aufstrebende Klippe von weißem Stramberger Kalk. Die Hülle wird hier nicht wie bei der Stramberger Trouba auf der Bila hora durch grobkörnige, konglomeratische und brecciöse Sandsteine gebildet, sondern von dem typischen feinkörnigen, grauen Sandstein mit den Zwischenlagen von hellgrauem harten Kalkmergel und den Hornsteinbändern. Der Gehängeschutt zeigt die charakteristischen, scharfkantigen, langen Prismen, in welche die plattigen Sandsteine senkrecht zur Schichtung zerfallen. Breccien- und Konglomeratbänke fehlen in der unmittelbaren Umgebung des Rifles ganz.

Die feinkörnigen Sandsteine bilden die Gipfelpartie der Piskovnia und reichen am Südabhang ziemlich weit unter die Kalkklippe hinunter. Leider finden sich gerade in dieser Gegend keine weiteren Aufschlüsse. Am Südfuß sowie auf dem Ost- und Nordabhang stehen deutlich erkennbar und in mehreren kleinen Bachrunsen schön aufgeschlossen wieder die massigen grobkörnigen Sandsteine an, die den Holy vrch und Czerveni kamen bilden.

Westlich und nördlich ist der Piskovnia ein Kranz von steil aufragenden, wesentlich niedrigeren Bergen vorgelagert, der mit dem Schauenstein (Schostin¹) bei Nesselsdorf beginnt und mit dem Höhenzug Louška bei Velčovitz endet.

¹) Auf dem Gipfel dieses Berges, der in der Spezialkarte unbenannt ist, sind noch Reste von Wall und Graben einer Ritterburg zu finden, von deren Mauern nur mehr schwer kenntliche Spuren vorhanden sind.

Der ganze Schauenstein nebst einem beträchtlichen Teil des Westabhanges der Piskovnia besteht aus massigen Tithonkalkkonglomeraten und -breccien. Geröllfreie Schichten sind auf dem Schauenstein nirgends aufgeschlossen. Die Konglomerate und Breccien streichen nach Norden und Osten um die Piskovnia herum und sind allerorten gut aufgeschlossen. Anschließend an den Schauenstein erhebt sich ein langer, außerordentlich steil geböschter, gratartig zulaufender Kamm (Punkt 504 m der Spezialkarte), an dessen Nordwestflanke die mächtigen Konglomerat- und Breccienbänke zutage treten. Zwischen diese Bänke schalten sich ab und zu mittel- bis feinkörnige, gelbliche oder graue plattige Sandsteine ein, welche speziell dem sogenannten typischen Baschker Sandstein sehr ähnlich sind, nur ist das Korn etwas gröber und der Kalkgehalt geringer. Die Schichten streichen in diesem Gebirgsstück parallel dem Kamm NO und fallen gegen SO, also bergwärts ein.

Die Konglomerate und Breccien streichen am Rande der ganzen Berggruppe gegen die diluviale Ebene in breiter Zone weiter gegen Osten fast bis zum Lubinatal bei Velčowitz, wo sie unmittelbar bei dieser Ortschaft unter den groben, bankigen Sandsteinen des östlichen Hügels von Louška verschwinden.

Auf der ganzen Erstreckung von Punkt 504 m bis Velčowitz werden sie von diesen Sandsteinen überlagert. Am Ostfuß der Piskovnia treten in diesen Sandsteinen abermals mächtige Konglomeratmassen auf, deren Abgrenzung jedoch wegen der üppigen Vegetation nicht genau durchführbar war. Ausgezeichnet ist dieses Vorkommen durch die Bildung kleiner, allerdings fast ganz verschütteter Höhlen. Dieses isolierte Auftreten von Tithonkonglomeraten inmitten des Sandsteins etwa durch komplizierte tektonische Konstruktionen erklären zu wollen, halte ich bei der ohnehin unsicheren stratigraphischen Grundlage nicht für gerechtfertigt. Wahrscheinlich handelt es sich um eine eng begrenzte lokale Aufhäufung von Kalkgeröllen innerhalb der Sandsteine, somit um eine Faziesdifferenzierung ganz nach Analogie der Grodischer Konglomerate.

Vor allem müssen wir uns hier klar werden über das Alter dieser verschiedenartigen Sedimente. Die Versuchung, die grobkörnigen Sandsteine an der Basis des Czerveni kamen (Horečkova), am Holy vrch, auf Piskovnia und Louška, sowie die massigen Konglomerate und Breccienbänke von Tithonkalk am Schauenstein und auf Louška ohne weiteres den Grodischer Schichten zuzurechnen, ist wegen der ausgesprochenen Übereinstimmung der Fazies äußerst naheliegend.

Auf der Bila hora bei Stramberg aber war ebenso wie auf dem Liebischberg völlige Konkordanz und Wechsellagerung und kontinuierlicher faziieller Übergang zwischen den grobkörnigen bankigen Sandsteinen mit Tithonkalkkonglomerateinlagerungen und dem „typischen“ feinkörnigen, plattigen, grauen Baschker Sandstein zu konstatieren. Dort ist ein Zweifel über die Zusammengehörigkeit dieser verschiedenartigen Sedimente ausgeschlossen.

Analog dazu sehen wir im Gebiete des Czerveni kamen typische Baschker Schichten den gröberen Sandsteinen eingelagert. Zwischen

den massigen Konglomeratbänken rings um die Piskovnia finden sich gleichfalls plattige, feinkörnige, graue Sandsteine eingelagert, die dem Baschker Sandstein entsprechen.

Besonders auffallend ist außerdem das Fehlen jener bezeichnenden exotischen Gerölle von ziegelrotem Porphy, die in den analogen Konglomeraten der Grodischter Schichten in der Umgebung von Neutitschein wie bei Hochwald und Richaltitz so häufig angetroffen werden. Dafür konnte ich jedoch am Nordabhang der Hügelgruppe Louška unter den wohlgerundeten Tithonkalkgeröllen auch einzelne größere Gerölle von Toneisenstein konstatieren. Es ist wohl zweifellos, daß es sich dabei um Gerölle und nicht primäre Toneisensteinknollen handelt. In derart groben Geröllanhäufungen, wie sie gerade auf Louška sich vorfinden — die einzelnen Kalkrollstücke erreichen oft mehr als Kopfgröße, manche haben einen Durchmesser von über $\frac{1}{2} m$ — wird gewiß niemand an die Bildung kopfgroßer Konkretionen glauben. Es muß hier konstatiert werden, daß die Grodischter Schichten wohl Tithongerölle führen, bisher aber noch nirgends darin Fragmente der das unmittelbar Liegende bildenden oberen Teschener Schiefer, aus denen allein derartige Gerölle stammen könnten, nachgewiesen werden konnten, obwohl sie offenbar einer bedeutenden negativen Bewegung des Meeresspiegels ihre faziellen Eigentümlichkeiten verdanken. Das Vorkommen von Toneisensteingeröllen in den Konglomeraten von Louška deutet somit darauf hin, daß diese Schichten jünger sein müssen als die Grodischter. Seit der Ablagerung dieser aber gibt es am Nordrand der Beskiden bis zum Senon keinen geröllführenden Horizont mehr, Godulasandstein ist hier nie zur Entwicklung gekommen, auch hat er absolut keine fazielle Ähnlichkeit mit diesen Schichten, es kann sich somit nur um senone Ablagerungen handeln. Zu diesem Ergebnisse führt außerdem auch der Vergleich mit den Faziesverhältnissen im Baschker Sandstein auf der Bila hora bei Stramberg und am Liebischberg. Überdies könnte das Auftreten von typischem Baschker Sandstein in Wechsellagerung mit den grobkörnigen Sandsteinen am Czerveni kamen wie mit den Konglomeraten nordwestlich der Piskovnia allein als hinreichender Beweis für das senone Alter gelten.

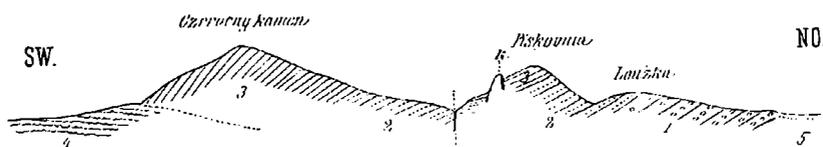
Leider ist es nicht möglich, das Verhältnis der aus typischem Baschker Sandstein bestehenden Klippenhülle auf der Piskovnia zu den benachbarten Sandsteinen und Konglomeraten anzugeben, da hier entsprechende Aufschlüsse fehlen. Es scheint jedoch, nach dem Gehängeschutt zu urteilen, daß hier eine ganz ähnliche Faziesänderung vorliegt, wie auf dem Gipfel der Bila hora. Bemerkenswert ist, daß gerade in der unmittelbaren Klippenhülle das feinklastische Sediment sich findet, ohne Einschaltung von Breccien oder Konglomeraten. Jedenfalls befand sich diese kleine Klippe nicht im Brandungsbereich des Senonmeeres. Sie hat auch sicher kein Material für die benachbarten Konglomeratberge geliefert¹⁾. (Fig. 4).

¹⁾ In einer kurzen Notiz: Nove naleziště štramberského vápence ve Vlčovicích u Pfibora, Zprávy komise pro přírodovědecké prozkoumání Moravy. Oddělení geol. palaeont. čís 1 Brünn 1906, hat sich Dr. M. Remes mit dem

Die tektonischen Verhältnisse des Gebirgsstockes Czerveni kamen—Piskovnia—Holy vrch scheinen nicht sehr kompliziert zu sein. Das allgemeine Streichen der Schichten ist O—W bis ONO, auf dem gradartigen Rücken, Punkt 504 m der Spezialkarte, nördlich der Piskovnia, NO, das Verflachen fast durchaus südlich. Bloß auf dem Ostende des Hauptrückens von Czerveni kamen wurde Streichen in NW bei NO-Fallen beobachtet. Offenbar liegt in diesem Gebirgstheil eine größere sekundäre Störung durch Verwurf der Schichten vor.

Im Westen ruhen die Baschker Schichten auf dem Alttertiär der Nesselsdorfer Bucht auf, das unter das Senon einfällt. Von einem normalen Anlagerungskontakt ist hier keine Rede. Die Faltenzüge der Baschker Schichten streichen schräg über die des Alttertiär gegen Westen hinüber zur Bila hora, die wohl nur durch die Erosion der Kopřivnitza (Nesselsdorfer Bach) vom Czerveni kamen und der Piskovnia getrennt ist. Am Süden der Nesselsdorfer Bucht, beim Bahn-

Fig. 4.



Profil durch Czerveni kamen und Piskovnia.

1. Tithonkalkkonglomerate und -breccien. — 2. Grobkörniger Sandstein. — 3. Feinkörniger Sandstein. — 4. Subbeskidisches Alttertiär des Senflebener Fensters. (Diese Schichten sind im Streichen geschnitten). — 5. Terrassendiluvium.

K = Kalkklippe auf der Piskovnia.

hofs Stramberg, hängen beide Senonmassen noch durch eine schmale Brücke von Baschker Sandstein zusammen. Hier streichen die Schichten nach einer Messung am äußersten Westfuß des Czerveni kamen gegen WNW und fallen südlich.

An seiner Südseite grenzt der Czerveni kamen bei Stramberg an die oberen Teschener Schiefer, sodann an die Alttertiärgesteine des Senflebener Fensters und hierauf bis zum Lubinatal wieder an obere Teschener Schiefer.

Gebirgsstück Piskovnia, Holy vrch, Louška befaßt und ein geologisches Kärtchen dazu entworfen. Remeš faßt die Tithonkonglomerate nördlich der Piskovnia und Louška als anstehende intakte große Kalkklippe auf, wobei ihm die Geröllnatur des Kalkes sowie die Sandsteinzwischenlagen der Konglomeratbänke offenbar entgangen sind. Die groben Sandsteine bezeichnet er nach den vorhandenen Kartengrundlagen (Hohenegger, Tausch) als Friedecker Schichten. Dagegen betrachtet er den typischen Baschker Sandstein der Klippenhülle auf der Piskovnia sonderbarerweise als Wernsdorfer Schichten! Ich halte es für überflüssig, diese Angaben näher zu kommentieren und muß nur noch hinzufügen, daß die kartographische Darstellung dieser Studienergebnisse eine würdige Illustration dazu darstellt.

Alle drei Gesteinszüge streichen gleichsinnig gegen NO und tauchen zweifellos unter die Senonsandsteine des Czerveni kamen unter, der wie ein Fremdkörper sich darüber erhebt, in seiner äußeren Begrenzung wie in seinem Schichtenverlauf völlig unabhängig davon. Wir haben ohne Zweifel eine reine Denudationsgrenze vor uns.

Zwischen dem Czerveni kamen und dem Kotouč liegt auf den oberen Teschener Schieferen, wie schon früher angegeben (siehe pag. 718), ein kleines Denudationsrelikt von Baschker Sandstein, am Westfuß des Kotouč greift dessen Senonmantel weiter gegen SW vor. Bila hora und Czeveni kamen sind gegenwärtig noch verbunden, auf der Nordflanke von Na Peklach, von dem später die Rede sein wird, liegt gleichfalls noch ein kleines Relikt von Baschker Sandstein. Der ehemalige Zusammenhang dieser heute isolierten Reste ist jedenfalls sicher. Prof. Uhlig hat nun in seiner Abhandlung über „Die karpathische Sandsteinzone und ihr Verhältnis zum sudetischen Karbongebiet“¹⁾ die Baschker und Friedecker Schichten als subbeskidische Bildungen aufgefaßt, ergo müßten sie vom beskidischen Neokom überschoben und mit dem subbeskidischen Alttertiär „tektonisch innig verknüpft“ sein. Uhlig folgert dieses innige tektonische Verhältnis aus Beobachtungen bei Friedeck, es müßte aber naturgemäß auch an anderen Punkten zu sehen sein, speziell in der Nesselsdorfer Bucht und am Senftlebener Fenster.

Gerade hier aber schließt sich das subbeskidische Alttertiär durch sekundäre Verfaltung in seiner Tektonik vollkommen an das benachbarte Neokom an und steht zum Senon in demselben tektonischen Gegensatz wie das Neokom. Von einer Zusammengehörigkeit ist hier absolut nichts zu sehen. Auch die gezwungene Konstruktion einer senonen Teildecke des Subbeskidikums würde hier das gewünschte Resultat nicht geben können, denn das Ergebnis wäre, daß die beskidische Decke auf der einen Seite (Kotouč, Bila hora) **auf** der subbeskidischen Senonteildecke und gleich daneben **unter** derselben liegen müßte. Dieses Rätsel wüßte wohl auch der scharfsinnigste Konstrukteur kaum zu lösen.

Wir stehen gegenwärtig vor zwei unbestreitbaren Tatsachen: Die Alttertiärschichten des Senftlebener Fensters hängen mit denen der Nesselsdorfer Bucht unter dem Neokom der beskidischen Decke unmittelbar zusammen; über dem Neokom und dem subbeskidischen Alttertiär liegen in ihrer speziellen Tektonik unabhängig davon die einzelnen Denudationsrelikte der Baschker Schichten als Zeugen einer ehemaligen großen, zusammenhängenden Masse. Da diese nicht als eine nach rückwärts umgeschlagene Teildecke der subbeskidischen Decke aufgefaßt werden kann, so kann es sich nur um eine transgressive Auflagerung des Senons über dem Neokom handeln. Die Baschker Schichten gehören demnach zur beskidischen Serie und sind mit dem Neokom gemeinsam über das subbeskidische Gebiet überschoben.

¹⁾ Mitteilungen der geol. Gesellsch., Wien I., 1908.

e) Na Peklach.

Der am Südfuß des Červeny kamen zum Vorschein kommende Zug von oberen Teschener Schieferen bildet in seiner vollen Breite den Sattel Bartoschka, der den Červeny kamen von dem südlich davon gelegenen Berg Na Peklach trennt. Nach Hoheueggers Karte wird dieser Berg von einem mächtigen Teschenitaufruch gebildet, während Tausch ihn als Baschker Sandstein eingezeichnet hat. Prof. Uhlig's Manuskriptkarte zeigt Baschker Sandstein mit Teschenit-intrusionen. Über das Altersverhältnis dieser zu jenem macht Prof. Uhlig keine positiven Angaben (Bau und Bild der Karpathen, pag. 898—899).

Prof. Uhlig hat bereits an der NW-Seite des Berges, zwischen dem Senftlebener Alttertiär und dem angeblichen Senon, obere Teschener Schiefer ausgeschieden und am Südabhang Grodischter Sandstein, der von Wernsdorfer Schichten überlagert wird (Wernsdorf-Bordovitz).

Allen diesen älteren Angaben gegenüber hat die Spezialaufnahme des Verfassers wesentlich andere Resultate geliefert.

Am SW-Fuß des Berges Na Peklach erscheint in einem Steinbruch ein zuckerkörniger, etwas mürber, glitzernder Sandstein in dicken, massigen Bänken. In den obersten Partien des Steinbruches treten als Einlagerungen schwärzliche blätterige Schiefer mit dichten Sandsteinbänkchen auf. Wir haben es hier mit typischen Grodischter Schichten zu tun. Darauf bezieht sich jedenfalls auch die Einzeichnung von Grodischter Sandstein in der Manuskriptkarte Prof. Uhlig's.

Den am weitesten westlich gelegenen Kamm des Berges aufwärts verfolgend, trifft man durchweg in deutlichen Aufschlüssen (Fahrweg) denselben glitzernden, zuckerkörnigen Sandstein anstehend. Die Farbe ist meist weiß, gelblich weiß, auch rötlich.

Im Steinbruch streichen die Schichten N 30° O und fallen unter 30° OSO, weiter oberhalb auf dem genannten Kamm fallen sie 60° N 35 W, gleich darauf wieder unter 35° O 15—20° S. Wenige Schritte weiter aufwärts erscheint ein Fallen von 35° S 5° W.

Diese letztere Partie besteht aus Sandstein mit zahllosen kleinen Splittern von Stramberger Kalk.

Nach oben folgt am Gehänge in gleichbleibender Höhe hinreichend ein schmaler Teschenitaufruch, darüber wieder der bisher beobachtete Sandstein. Die Kuppe des Berges bildet ein mächtiger, anscheinend einheitlicher Teschenitstock. In der Einsattelung des Bergrückens zwischen den Punkten 612 und 602.7 erscheint eine wahrscheinlich im Teschenit schwimmende Partie von schwarzen und grauen, blätterigen, etwas sandigen Schieferen, welche unter 25° gegen S 10° W einfallen.

Eine Kontaktmetamorphose konnte nicht mit Bestimmtheit erkannt werden. Die Grenzschichten der Schiefer gegen den Teschenit sind von Geröll und Ackerkrume verdeckt. Doch dürfte die Bleichung einzelner loser Schieferbrocken und -splitter auf Kontaktmetamorphose zurückzuführen sein.

Der lithologische Charakter der am SW-Abhange des Na Peklach beobachteten Sedimente entspricht nun vollkommen dem Typus der Grodischter Schichten. Von Baschker Sandstein sind hier keine Spuren aufzufinden. Für Grodischter Schichten, also Neokom, würde auch die allerdings nicht sicher konstatierte Veränderung am Teschenitkontakt sprechen. (Beck, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1906).

Den Abhang des Berges gegen Bordowitz bilden genau dieselben Sandsteine.

Östlich des Grabens, in welchem die Ortschaft Bordowitz liegt, erstreckt sich bis zum Dorfe Lichnau gegen Norden wieder ein hauptsächlich aus Sandsteinen der Grodischter Schichten bestehender niedriger, schmaler Bergrücken. Zwischen diesem und Na Peklach, im Graben von Bordowitz, treten in zahlreichen natürlichen Aufschlüssen zwischen mächtigen Sandsteinbänken auch die typischen Schiefer der Grodischter Schichten auf — vielleicht als Einlagerungen, vielleicht aber bezeichnen sie das Vorhandensein einer zur Schuppe zerrissenen Falte, wie sie für das beskidische Neokom nahezu Regel ist.

Auf jeden Fall herrschen auf Na Peklach sowohl am Abhang gegen Wernsdorf wie auf der Bordowitzer Seite einschließlich der Pikrite und Teschenite nur Neokomgesteine.

Auf der dem Senftlebener Alttertiärfenster zugekehrten NW-Flanke dagegen liegt, wie an mehreren Punkten zu konstatieren ist, tatsächlich Senon. Oberhalb des Schwarzwaldes (Černý les) wurden in einem ungefähr zur Nordecke des Berges hinaufziehenden Graben flach (zirka 10^0) gegen den Pikrit des Hauptrückens einfallende harte, plattige feinkörnige Kalksandsteine und Mergelkalke von heller Farbe angetroffen, in einer südwestlich benachbarten Bachrinne graue Kalkmergel mit einer kleinen Fauna von senonem Habitus¹⁾. Auf der Westflanke des Berges sowie auf der nördlichen Abdachung ist somit — den Angaben Tausch' und Prof. Uhligs entsprechend — ein Rest ehemaliger Umhüllung durch Baschker Schichten vorhanden. Die Lagerungsverhältnisse sind allerdings infolge des Mangels an Aufschlüssen schwer zu konstatieren. Die plattigen Sandsteine am Nordende des Hauptkammes streichen N 20^0 O bei einer Neigung von 10^0 in östlicher Richtung. Dieses Streichen stimmt weder überein mit dem der nächstgelegenen Senonmasse des Červený kamen, noch mit dem der neokomen Umgebung (obere Teschener und Grodischter Schichten). Offenbar ist diese kleine Partie von Baschker Schichten sekundär mit dem Neokom verfaltet.

d) Tychauer Berge.

Das Schichtpaket: obere Teschener Schiefer, Grodischter und Wernsdorfer Schichten, das bei Lichnau an das Lubinatal herantritt, und dessen südwestlichen Teil wir eben besprochen haben, setzt sich östlich jenseits der Lubina über Tychau und Kozlowitz bis Metillo-

¹⁾ Das Ergebnis der paläontologischen Untersuchung wird demnächst in den Verhandlungen unserer Anstalt publiziert werden.

witz an die Ostravitza fort. Es komplettiert sich in diesem Teil noch nach unten durch das Hinzutreten der Teschener Kalke.

Zwischen dem Lubinatal und der Fortsetzung des genannten Zuges — wir heißen ihn den Kozlowitzzug — stehen drei durch Erosion getrennte steile Berge von Baschker Sandstein, Punkt 464 westlich von Tychau, nördlich davon Tychava horka (566 m) und Punkt 413 bei Weltschowitz (Lozina). Sie bilden die direkte Fortsetzung von Červený kamen und Holy vrh und zeigen, wie diese, ostwestliches Streichen bei südlichem Einfallen. Der Gesteinscharakter ist derselbe wie in der westlichen Fortsetzung, grobe Sandsteine mit typischem Baschker Sandstein in Wechsellagerung. Die Gesteine des Kozlowitzzuges streichen ohne Zweifel unter diesen Bergen durch gegen SW, doch ist infolge des Gehängeschuttes sowie diluvialer Lößbedeckung der Kontakt zwischen dem Neokomzug und dem Baschker Sandstein nicht wahrnehmbar.

e) Hochwälder Berge; Durchbruchstal der Ondřejnitza.

Hohenegger verzeichnet zwischen dem Lubinatal bei Maudorf (Mischy) und dem Ostravitatal bei Přezno und Baschka nördlich des neokomen Kozlowitzzuges eine geschlossene, ausgedehnte Masse von Baschker Sandstein, die im Norden teilweise von Wernsdorfer Schiefeln und Godulasandstein umrahmt wird. Auf Tausch's Manuskriptkarte erscheint das Gebiet des Baschker Sandsteins dieser Gegend demgegenüber wesentlich eingeschränkt. Sklenauer Hurka, Hajowberg und der östliche Teil des Palkowitzer Gebirges sowie der Kozlowitzerberg sind als Godulasandstein eingetragen. Desgleichen weist die Darstellung des Kozlowitzzuges erhebliche, wenn auch keineswegs vorteilhafte Abweichungen gegenüber derjenigen Hoheneggers auf.

Die Kartierungsarbeiten des Autors ergaben gegenüber beiden Angaben abweichende Resultate, die für die Auffassung der Tektonik dieses Gebietes bestimmend sind.

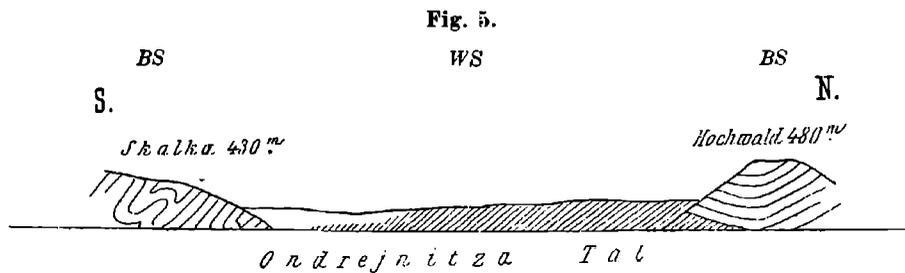
Danach gehören dem Baschker Sandstein an: Kaczniczow (615), Skalka (430), Hochwälder Schloßberg (490), Kozlowitzer Berg (613), und das Palkowitzer Gebirge mit Babi hora (387), Kubankov (662) und Ostružena. Außerdem der Südostabhang der Sklenauer Hurka (451). Dieses Senongebirge wird vom Durchbruchstal der Ondřejnitza zwischen Kozlowitz und Hochwald in SO—NW-Richtung bis auf den neokomen Untergrund durchschnitten. Dadurch wird das Palkowitzer Gebirge von dem durch Erosion zerteilten eigentlichen Hochwälder Gebirge, wie wir es nennen wollen, getrennt. Wir rechnen dazu den Hochwälder Schloßberg, die Skalka, den Kaczniczow und die Sklenauer Hurka. Die tiefe Furche von Palkowitz und Mislik, gebildet vom Palkowitzer und Misliker Bach, trennt das Palkowitzer Gebirge vom Kozlowitzer Berg.

Das breite Alluvium der Ondřejnitza verdeckt am Nordrande von Kozlowitz den Kontakt des Neokoms mit dem Baschker Sandstein. Ebenso schaltet sich westlich der Ondřejnitza bei Měrkovitz zwischen

den Baschker Sandstein und die hier besonders ausgedehnten Teschener Kalkvorkommnisse eine ziemlich breite, von Lößlehm erfüllte Depression ein; so daß auch hier das tektonische Verhältnis beider Bildungen sich der direkten Beobachtung entzieht.

Verfolgen wir das Ondřejnitzatal von Kozlowitz nach Norden gegen Hochwald. In einem engen Durchbruchstal windet sich der Bach zwischen dem Palkowitzer Gebirge und der steilgeböschten Skalka hindurch.

Nordöstlich der Skalka erweitert sich unvermittelt das Tal der Ondřejnitza zu einem Kessel, der im Osten und Süden von Palkowitzer Gebirge und Skalka, im Westen von Kaczniczow, im Norden vom Hochwälder Schloßberg eingeschlossen wird. Die Ursache dieser kesselartigen Erweiterung des sonst so engen Durchbruchtales wird leicht erklärlich durch das am Westufer des Baches zu beobachtende Auftreten schwarzer, blättriger Schiefer, die zweifellos dem Neokom angehören. Wir haben nämlich dünnblättrige, in kleine Blättchen zer-



Aufschluß im Ondřejnitzadurchbruch südlich von Hochwald.

BS = Baschker Sandstein. — WS = Wernsdorfer Schichten.

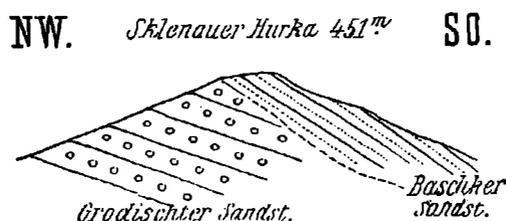
fallende schwarze Schiefer vor uns, wie sie für die Wernsdorfer Schichten charakteristisch sind. Dazwischen Einlagerungen von bankigem Sandstein nach Art des Grodischter Sandsteins. Der ganze Habitus dieses Neokomaufbruches entspricht vollkommen jenen Grenzschichten zwischen Wernsdorfer und Grodischter Schichten, die im Einschnitt der Stramberg-Wernsdorfer Bahn gleich oberhalb Wernsdorf zutage treten. Sie sind entlang der ganzen Westseite des Kessels vom erzbischöflichen Jagdhaus an durch den ganzen tiefer gelegenen Teil des Tiergartens bis zum Fuß des Schloßberges sehr schön aufgeschlossen, sowohl an der Ondřejnitza selbst, als in den kleinen aus dem Tiergarten kommenden Gräben. Sie zeigen durchweg südsüdwestliches Einfallen mit bedeutender Neigung (48° bis 60°). Besonders bemerkenswert ist ein Aufschluß unmittelbar an der Ondřejnitza am Südfuß des Schloßberges. Unterhalb einer steilen Wand von frei zutage tretenden NO fallenden Baschker Schichten erscheinen eine beträchtliche Strecke weit die südfallenden Wernsdorfer Schichten aufgeschlossen, wie aus der beigegebenen Fig. 5 ersichtlich ist.

Zwischen Schloßberg und Babi hora ist das Ondřejnitzatal wieder schluchtartig verengt.

Der Baschker Sandstein des Hochwälder Schloßberges zeigt vielfach regelmäßige Wechsellagerung von grauen und gelblichen Mergeln mit den plattigen und bankigen Sandsteinen.

Kaczniczow und Schloßberg sind im Westen und Süden von diluvialen Bildungen umgeben, ebenso voneinander durch eine von Lößlehm erfüllte breite Furche getrennt, in welcher der Gestütshof des Hochwälder Gutes gelegen ist. Dem Kaczniczow gegenüber erhebt sich über dem Dorf Sklenau ein steiler, scharf konturierter Berg: die Sklenauer Hurka (451 m). An ihrem West- und Nordabhang tritt ein weißer, mürber, bankiger Sandstein zutage, der wohl bisher keine Fossilien geliefert hat, doch nach seinem petrographischen Habitus nur als Grodischter Sandstein angesprochen werden kann. Er wird auch in einem oberhalb des Dorfes an der Nordseite gelegenen Steinbruch als Baustein für Stufen und Fassadesteine gebrochen. In diesem Steinbruch wurde ein NO gerichtetes Streichen bei südöstlichem Verflachen beobachtet. Auf der Höhe des Bergkammes jedoch ist in

Fig 6.



mehreren kleinen Gruben ein grauer, plattiger, dichter, kalkiger Sandstein mit Hornsteinbändern und Zwischenlagen von schiefrigen Kalkmergeln entblößt, der unter 30—45° in SO-Richtung einfällt: typischer Baschker Sandstein. Die Südostseite der Sklenauer Hurka wird ganz vom Baschker Sandstein eingenommen, der somit den Grodischter Sandstein überlagern muß. (Fig. 6.)

Die genannten Beobachtungen lassen die geologischen Verhältnisse des Hochwälder Gebirges mit voller Klarheit erkennen. Schwieriger aber ist dies beim Palkowitzer Gebirge, wo speziell die fazielle Ähnlichkeit zwischen neokomen und senonen Sedimenten eine nicht zu umgehende Unsicherheit in der gegenseitigen Abgrenzung bedingt.

Die südwestliche Hälfte des Palkowitzer Gebirges, die im Kubankov (662 m) kulminiert und im Ondřejnitzatal mit den Hochwälder Bergen zusammenhängt, wird von groben Sandsteinen, analog denen der Babi hora und des Czerveni kamen mit Einlagerungen von typischem Baschker Sandstein gebildet. Die nordöstliche Hälfte, Kabatica und Ostružena bei Chlebovitz-Palkowitz besteht nach Hohenegger und Tausch aus Godulasandstein, der von Wernsdorfer Schichten im Norden und Osten unterteuft wird. In Kalkkonglomeraten bei Chlebovitz, an der

Basis des sogenannten Godulasandsteins fand Hohenegger Bruchstücke von Belemniten, die er als *Bel. minimus List* beschrieb. Die Revision von Liebus ergab, daß es sich nur um ähnliche, nicht aber identische Formen handle und er fügte die Bezeichnung „cf.“ bei (l. c.).

Paul und Tietze rechneten die Konglomerate von Chlebowitz zu ihren Ellgothor Schichten¹⁾, ebenso Uhlig auf Grund der Bestimmungen von Liebus.

Trotz dieser Angaben so hervorragender Autoritäten können wir die Frage nach der eigentlichen Stellung der Konglomerate von Chlebowitz nicht als abgeschlossen betrachten. Nirgends konnte der Autor bisher an der Basis des Godulasandsteins oder in den echten Ellgothor Schichten tithonkalkführende oder besser gesagt, fast ausschließlich aus diesen bestehende Konglomerate auffinden. In den höheren Lagen des Godulasandsteins treten wohl konglomeratische Bänke auf, aber die Konglomerate von Chlebowitz haben damit keine Ähnlichkeit, da es eben fast reine Tithonkalkkonglomerate sind, die viel treffender mit den mächtigen Kalkgeröllanhäufungen der Grodischter Schichten verglichen werden können, wie wir sie aus der Gegend von Milotitz, Hustopetsch, Alt- und Neutitschein sowie von Richaltitz und Hajow kennen. Das in seiner faziellen Entwicklung so scharf ausgeprägte Niveau der Ellgothor Schichten kann zum Vergleich überhaupt nicht herangezogen werden. Es sei im folgenden an der Hand von Beobachtungen, wie sie zum Zwecke der Kartierung gemacht werden mußten, dargetan, in welcher Weise andere Grundlagen für die Analyse des Palkowitzer und Kozlowitzer Gebirges gewonnen wurden.

Auf der stark zertalten höchsten Diluvialterrasse, die sich westlich von Chlebowitz am Nordfuß des Kabatica hinzieht, finden sich allerorten Lesesteine, bestehend aus weißlich-grauem und gelbem meist mürbem Sandstein von mittlerem bis grobem Korn. Stellenweise auch harte, scheinbar bankige oder plattige Sandsteine. Dazwischen eine Unzahl von Kalkgeröllen des Tithon, gleich wie in Richaltitz: das Chlebowitzer Konglomerat. Wir finden es ebenso auch östlich des Dorfes auf der Fortsetzung der genannten Terrasse.

In einem Steinbruch, zirka 1 km westlich von Chlebowitz, trifft man prächtige Aufschlüsse, in denen jedoch die Konglomerate nicht zum Vorschein kommen. Man sieht darin stark verwitterte und zermürbte mittelkörnige Sandsteine von gelber, grauer und weißer Farbe, dazwischen harte, kalkige, klingende Sandsteine in mäßig dicken Bänken, auf den Bruchflächen fein gestreift, und schwärzlich graue, sandige, plattige und bröckelige Schiefer mit spärlichem Glimmerbelag auf den Schichtflächen. Die Schichten fallen unter 25° gegen S 15 O. Die schiefriegen Partien treten gegenüber den Sandsteinen stark zurück. Diese letzteren, namentlich die mürben groben Bänke, haben mit Grodischter Sandstein die größte Ähnlichkeit.

Weiter westlich, gegen den Forst Zamrkly zu, finden sich auf der Terrasse wieder ausgewitterte Konglomerate in großer Menge.

¹⁾ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1877.

An der Nordwestecke der Kabatica, unmittelbar am Rande der Terrasse, finden sich in einem Steinbruch wieder ganz dieselben Schichten, wie in dem vorher genannten, doch treten hier die kalkigen Sandsteine mehr in den Vordergrund und außerdem erscheinen in den tiefsten Partien zwischen Sandstein- und Schieferbänken eingeschlossen zwei Bänke von grobem Tithonkalkkonglomerat mit grobsandigem und schiefrigem Bindemittel. Auch hier südliches Einfallen.

In dem vom Forst Zamrkly heraufziehenden Graben finden sich gegen die Höhe des Gebirges zu fast durchweg grobkörnige, mürbe Sandsteine, die im Verein mit den eben besprochenen Vorkommnissen für eine Zuweisung sämtlicher Schichten zum Grodischer Sandstein sprechen würden, wenn nicht auffallenderweise an einer höher gelegenen Stelle des Grabens auch reichlich Bruchstücke von feinkörnigem, sehr kalkreichen plattigen Sandstein von charakteristischer hellgrauer Färbung aufträten, wie wir sie sonst allgemein als Repräsentanten des typischen Baschker Sandsteins anzusprechen gewohnt sind. Gleichsam zur Erhärtung der damit schon angedeuteten Vermutung zeigen sich in den Sandsteinen auch Hornsteinbänder, die in den vorher besprochenen Aufschlüssen nicht zu konstatieren waren.

Auf der Höhe des Überganges nach Palkowitz stehen wieder rotbraune, gänzlich verwitterte grobe Sandsteine an. Im Tal von Chlebowitz treffen wir ganz ähnliche Sandsteine, ebenso am Ost- und Südabhang des Berges. Plattige Sandsteine sind ziemlich selten hier anzutreffen. Leider sind die Aufschlußverhältnisse äußerst ungünstig.

Der Gipfel des Kubankov (622 *m*), in dem das Palkowitzer Gebirge kulminiert, verdankt seine steile Form dem Auftreten von harten, plattigen, hellgrauen und gelblichgrauen Mergelkalken und feinkörnigen Kalksandsteinen mit reichlichen Hornsteinbändern. Da haben wir wieder den typischen Baschker Sandstein, der auch bereits von Hohenegger und Tausch als solcher kartiert worden ist. Westlich und südlich vom Kubankov erscheinen dagegen vielfach wieder in relativ großer Ausdehnung grobkörnige, mürbe Sandsteine, ganz ähnlich denen des östlichen Gebirgsstückes, so daß es wohl außerordentlich schwer fallen müßte, zwischen die plattigen, hornsteinführenden und die groben, bankigen Sandsteine eine Formationsgrenze zu legen, noch dazu in diesem so einheitlichen, kompakten Gebirgsstock. Es hat viel eher den Anschein, als ob das ganze Palkowitzer Gebirge aus einem einheitlichen Schichtkomplex gebildet wäre, der bloß fazielle Differenzierung aufweist und nicht als eine kompliziert gebaute Masse, bestehend aus stratigraphisch wie tektonisch verschiedenen Elementen.

Zu ganz gleichem Resultat haben die Untersuchungen des Autors im Kozlowitzer Gebirge geführt, das von dem Palkowitzer Bergen bloß durch die tief eingeschnittene Längsfurche von Palkowitz und Myslik getrennt ist.

Der westliche Teil dieses Gebirges mit dem eigentlichen Kozlowitzer Berg (613 *m*) besteht größtenteils aus plattigen harten Kalksand-

steinen und mergeligen Kalken mit Hornsteinbändern — gröbere Sandsteine treten hier anscheinend mehr untergeordnet auf — während weiter östlich, unmittelbar oberhalb der Ortschaft Palkowitz (Zahumny) wieder die mürben, grobkörnigen Sandsteine dominieren. In einem großen Steinbruch (Besitzer Herr Rada in Palkowitz) liegen zu oberst in ihrem Gefüge vollkommen gelockerte mächtige Bänke eines gelblichen, kalkfreien, körnigen, mürben Sandsteins. Darunter, durch einige etwas geringer mächtige Sandsteinbänke mit Schieferzwischenlagen getrennt, eine Reihe von harten, spröden Kalksandsteinbänken von $\frac{1}{2}$ bis 1 m Dicke. Diese letzteren zeigen hellgraue Farbe und bräunlichgelbe Verwitterungsrinde; sie scheinen reichlich Wasser aufzunehmen und rasch zu verwittern.

Die Schiefer sind durchweg grau, größtenteils rein sandig, mit spärlichem Glimmerbelag auf den Schichtflächen. Ab und zu treten auch dünne Lagen von bläulichgrauem schiefrigen Ton auf. Im Abraum wurden auch plattige Mergelkalke und Trümmer von Hornsteinbändern gefunden, deren Ursprung im Anstehenden des Steinbruches nicht mehr zu konstatieren war.

Der ganze im Bruch aufgeschlossene Schichtkomplex fällt unter 15° gegen O 25° S, somit bergwärts ein. Die liegendsten Schichten sind fast ausschließlich Kalksandsteine der genannten Art und sind je tiefer sie liegen, je härter und spröder. Die Weichheit der oberen Sandsteinpartien ist wohl fast allein der Auslaugung des kalkigen Bindemittels zuzuschreiben.

Auf der Kammhöhe des Kozlowitzer Gebirges sowie in der nächsten Umgebung von Metilowitz erscheinen neben den mürben Sandsteinen wieder dieselben Schichten wie am Gipfel des Kubankov, plattige, feinkörnige Kalksandsteine und Mergelkalke mit Hornsteinbändern.

Ebenso wie dort, müssen wir sie auch hier als Baschker Schichten ansprechen, lassen sie sich doch in geschlossenem Zuge mit stets gleichbleibendem faziellen Habitus von Kozlowitz über Metilowitz bis Baschka ins Ostrawitzatal verfolgen! Es würde wohl viel zu weit führen, wollte man hierfür durch Anführung aller möglichen Beobachtungen an Lesesteinen und in den Terrainanschnitten und Steinbrüchen einen erschöpfenden Beweis führen. Es mag genügen, daß ebenso wie auf den Höhen südlich von Palkowitz und westlich von Metilowitz auch bei Myslik am Kozlowskyberg jene plattigen, hellgrauen Kalksandsteine und Mergelkalke mit Hornsteinbändern vorkommen, welche allein ein ausgezeichnetes Charakteristikum des Baschker Sandsteins gegenüber allen anderen Gliedern der Flyschzone in Mähren und Schlesien bilden.

Dies sei besonders im Hinblick darauf betont, daß Tausch das Gebirgsstück zwischen Metilowitz und Kozlowitz, somit den eigentlichen Kozlowitzer Berg als Godulasandstein kartierte und nur das Gebirge östlich von Metilowitz zur Oberkreide rechnete.

Wie wenig verlässlich die Angaben von Tausch bezüglich des Auftretens von Godulasandstein sind, geht schon daraus hervor, daß er fast sämtliche Vorkommnisse von größeren Sandsteinen und speziell der bereits mehrfach erwähnten Tithonkalkkonglomerate in der weitern

Umgebung von Neutitschein als Godulasandstein bezeichnete. Zumeist handelt es sich dabei um Grodischer Schichten¹⁾, bloß im Palkowitzer und Kozlowitzer Gebirge liegt eine Verwechslung mit Baschker Sandstein vor.

Es bleibt noch die Frage zu erörtern, welchem Horizont die Schichten mit den Chlebowitzer Konglomeraten angehören.

Vorerst sei ihre Ausdehnung festgestellt: Sie liegen am Nordfuß des östlichen Teiles des Palkowitzer Gebirges und nehmen die Reste der stark zertalten höchsten Diluvialterrasse zu beiden Seiten vom Dorf Chlebowitz ein. Nach Osten zu sind sie nicht weiter zu verfolgen, dagegen sehen wir gegen Westen an der Reichsstraße unter diluvialem Schotter in der Nähe von Fritschowitz, in der direkten Fortsetzung der Chlebowitzer Vorkommnisse abermals an zwei Stellen (Schottergruben) dieselben Konglomerate auftauchen in Verbindung mit ganz analogen Sandsteinen. Gleich daneben aber erheben sich die typischen Grodischer Schichten des Hajovberges mit reichlichen Konglomeratlagen, unter denen die von Richaltitz die bekanntesten sind. Sie wurden früher vielfach zur Kalkgewinnung abgebaut.

Auf dem Gipfel des Berges Hajov (424 m) treten uns nun ganz dieselben schiefrigen Sandsteine entgegen, welche wir vom Steinbruch westlich von Chlebowitz her kennen. Ebenso auch körnige bankige Sandsteine von verschiedener Färbung und stellenweise die typischen sandigen Grodischer Schiefer.

Es scheint wohl nach dem Gesagten ein Zweifel an der Zusammengehörigkeit der Chlebowitzer Schichten mit denen des Hajovberges unbegründet, zumal die Entfernung beider Vorkommnisse durch das Auftreten beider analoger Sandsteine und Konglomerate östlich von Fritschowitz an der Reichsstraße überbrückt wird. Wir rechnen daher auch die Schichten von Chlebowitz zum Grodischer Horizont.

Das Einfallen der Chlebowitzer Schichten erfolgt durchweg verhältnismäßig flach südlich also unter den Baschker Sandstein des Palkowitzer Gebirges. Selbst erscheinen sie wieder unterlagert von blättrigen schwarzen Schiefen, die bereits Hohenegger als Wernsdorfer Schichten angesprochen hat. Die Aufschlüsse sind zwar äußerst ungünstig, da das Schiefergebiet mit Feld- und Wiesenkulturen bedeckt ist, doch ist kein Grund vorhanden, die Hoheneggersche Deutung abzulehnen, obwohl sie eine besondere Komplikation des tektonischen Bildes dieser Neokomschuppe involviert.

¹⁾ Siehe Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1906, Nr. 4.

Die betreffenden Örtlichkeiten sind von West nach Ost: Hurkaberger und Altitscheiner Schloßberg, Svinec und Gimpelberg bei Neutitschein, Söhler Busch, Tannenberger und Wachberger bei Stramberger, Hajov und Sklenauer Hurka bei Hochwald. — Ferner kartierte Tausch die Grodischer Schichten des Dubravawaldes, von Milotitz und Daub, Löschna—Perna—Wysoka—Jassenitz als Alttertiärgesteine, und die Ellgothener Kieselschiefer der Buniavka und bei Hotzendorf als Godulasandstein.

Die Wernsdorfer Schiefer sind auf den Nordostfuß des Palkowitzer Gebirges beschränkt, den sie halbmondförmig umschließen.

In der tieferen Furche des Palkowitztales zwischen Palkowitzer und Kozlowitzer Berg erscheinen subbeskidische Schiefertone und -mergel, die mit Menilitschiefern vergesellschaftet sind. Sie streichen von hier weiter hinaus bis an die Ostrawitz. Auch ihre Einfallrichtung ist südlich.

Das halbmondförmige Herumschwenken der Wernsdorfer Schichten um den Nordfuß des Palkowitzer Gebirges scheint auf das Empor-tauchen einer geschlossenen Neokommulde hinzuweisen, zumal auch die Grodischter Schichten von Chlebowitz, soweit sie unter dem Baschker Sandstein hervorkommen, von Wernsdorfer Schichten umrahmt sind und den Bogen mitmachen. Es muß leider dahingestellt bleiben, ob es sich bei den schwarzen Schiefern tatsächlich um Wernsdorfer und nicht um Grodischter Schichten handelt. Im ersteren Fall ist dann zwischen sie und die Sandsteine und Konglomerate von Chlebo-witz eine tektonische Grenze, einer Schuppe entsprechend, zu legen (Fig. 7); im letzteren Fall wären sie als das Liegende der Mulde anzusehen.

Auf den muldenförmigen Untergrund scheint auch eine Beobachtung im Baschker Sandstein westlich oberhalb Palkowitz hin-zuweisen: Der Baschker Sandstein fällt hier gegen Westen, als ob auch er muldenförmig gebaut wäre und gewissermaßen den Bau des neokomen Grundgebirges wiederholte. Das Auftreten der sub-beskidischen Gesteine in der Palkowitzer Furche kann entweder als eine Aufwölbung, eine Mitaufrichtung mit der Neokomdecke oder ebenso-gut als Ergebnis des Absinkens einer Neokom-Senonscholle entlang eines Verwurfes gedeutet werden. Als abgesunken wäre dann wohl nur das Palkowitzer Gebirge anzusehen, der stehengebliebene Teil würde repräsentiert durch den Kozlowitzer Berg mit der subbeski-dischen Unterlage bei Palkowitz. Die Bruchlinie wäre an dem Süd-oststrand des Palkowitzer Gebirges zu suchen.

Infolge des muldenförmigen Baues dieses letzteren jedoch und wegen des Fortstreichens der subbeskidischen Schichten gegen Norden und Nordwesten zurück in die Gegend von Chlebowitz scheint uns die erste Deutung besser zu entsprechen. (Fig. 7.)

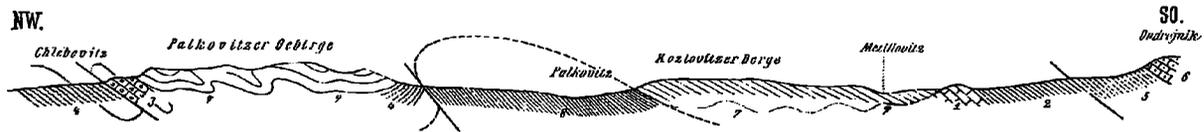
Daß der Baschker Sandstein der Palkowitzer Berge auf dem Neokom aufrucht, ist nach den Aufschlüssen bei Hochwald im Ondrej-nitzatal sowie bei Chlebowitz und Palkowitz nicht zu bezweifeln.

Über den Höhenzug des Kozlowitzer Gebirges wurde bereits das Wichtigste, die Zugehörigkeit zum Baschker Sandstein, mitgeteilt und die faziellen Differenzierungen besprochen. Ebenso wurde bereits das Verhältnis dieses Senongebirges zu dem subbeskidischen Alttertiär von Palkowitz hervorgehoben (siehe Fig. 7).

Es erübrigt nur noch über den Südrand, die Grenze gegen den schon bei früherer Gelegenheit genannten Neokomzug von Kozlowitz das leider nur recht spärliche Beobachtungsmaterial anzugeben.

Die Aufschlußverhältnisse am Südfuß des Kozlowitzer Berges sind allerdings recht schlecht zu nennen, sowohl im Senon wie im Neokom.

Fig. 7.



Profil durch das Palkovitzer und Kozlovitzer Gebirge.

Zeichenerklärung:

- | | |
|--|---------------------------------|
| 1 = Teschener Kalk. | 5 = Ellgothor Schiefer. |
| 2 = Obere Teschener Schiefer. | 6 = Godulasandstein. |
| 3 = Grodischter Sandstein und Konglomerat. | 7 = Baschker Sandstein. |
| 4 = Wernsdorfer Schichten. | 8 = Subbeskidisches Alttertiär. |

Die Grenze beider Bildungen wird jedoch durch die Geländeform mit Sicherheit angegeben. Nur an wenigen Punkten läßt sich die beiläufige Einfallrichtung der oberen Teschener Schiefer ermitteln. Sie ist gegen Süden gerichtet. Bei Metilowitz, Lhotka und am Südenne von Mislik werden die Schiefer von kurzen Kalkzügen unterlagert. Diese Kalkzüge treten, wie immer, deutlich in der Landschaft hervor und sind verhältnismäßig leicht von ihrer Umgebung abzugrenzen. Während der Kalkzug südlich von Metilowitz (Kamenku) an einer Neokom und Senon durchsetzenden Querstörung abgeschnitten zu werden scheint, tauchen die Kalke von Lhotka und Mislik unter den Baschker Sandstein unter. Zwischen ihnen wölbt sich der Fuß des Kozlowitzer Berges auf die oberen Teschener Schiefer vor. Die Kalkzüge erhalten dadurch die Form von Keilen, deren Spitzen gegeneinander gerichtet sind. Es ist nach dem sonstigen allgemeinen Verhalten der Teschener Kalke allerdings kein zwingender Grund vorhanden, eine Verbindung der Kalke von Mislik und Lhotka unterhalb des Baschker Sandsteins anzunehmen, doch sei schon in Anbetracht einer eventuellen Gewinnungsabsicht auf die Möglichkeit eines kontinuierlichen Zusammenhanges hingewiesen.

In dem Kalk am Südenne des Misliktales (gegenüber dem Nordende von Kozlowitz) tritt in einem schmalen Streifen eine Pikritintrusion auf, die ungefähr der Kalkschiefergrenze parallel verläuft, und zwar WNW—OSO, während etwas oberhalb im Tal von Mislik ein Streichen des Baschker Sandsteins in NW—SO-Richtung bei ziemlich flachem SW-Fallen zu konstatieren ist.

Bei Metilowitz ist durchweg südliches Fallen im Senon zu beobachten.

f) Staritsch.

Alle bisher besprochenen Vorkommnisse von Oberkreide repräsentieren sich in ihrem allgemeinen Habitus als Sandsteinkomplexe, die nur stellenweise mergelige Zwischenlagen in einzelnen Bänken enthalten und morphologisch als relativ hohe, steilgeböschte Berge auftreten. Das nunmehr zur Besprechung gelangende Oberkreidegebiet zwischen Staritsch, Lothrinkowitz und Chlebowitz weist im Gegensatz dazu eine mehr mergelig-schiefrige Ausbildung auf, in der Sandsteine nach Art des Baschker Sandsteins stark zurücktreten. Die mergelig-schiefrigen Bildungen führen hinüber zur Fazies der Friedecker Mergel, während die als mehr oder minder mächtige Einschaltungen entwickelten Sandsteine als typischer Baschker Sandstein anzusprechen sind. Auf dieses Argument stützt sich die Zuteilung dieses Komplexes zum Senon. Fossilien sind daraus bisher noch nicht bekannt, doch hat bereits Hohenegger hier Senon eingetragen. Auch Tausch ist dieser Auffassung gefolgt und wir können auf Grund unserer detaillierten Beobachtungen diese Auffassung aus den bereits genannten Gründen nur bestätigen.

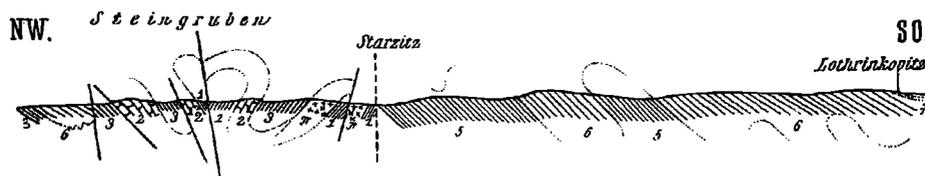
Speziell der Staritschen zugewendete Abhang dieses sanftwelligen Hügellerrains besteht aus hellgrauen, mitunter etwas rötlich gefärbten, weichen, schiefrigen Mergeln. Über die Punkte 306, 393 (Stražnica)

und 373 streicht ein schmaler Zug von Sandsteinen, die vollkommen dem Typus des Baschker Sandsteins entsprechen. Südlich davon verläuft durch tief eingeschnittene Wasserläufe deutlich markiert abermals ein etwas breiteres Niveau von schiefrigen Mergeln, an das sich südlich ein Sandsteinzug von bedeutender Breite anschließt, der jedoch stellenweise mächtige Mergelzwischenlagen enthält.

Eine Gliederung läßt sich aber trotz dieses anscheinend regelmäßigen Verlaufes von Sandstein- und Mergelzügen nicht gut durchführen. Sandsteine und Mergel zeigen nirgends scharfe Grenzen, sondern gehen allmählich durch Wechsellagerung ineinander über, so daß eine gesonderte Ausscheidung beider Typen bloß eine Schematisierung der natürlichen Verhältnisse bedeuten und keinerlei praktischen Wert involvieren würde.

Südwestlich von der Stražnica tritt ein kleiner, schlecht aufgeschlossener Pikritaufbruch zutage. Er steckt aber nicht, wie Tausch angibt, im Senon, sondern in einer kleinen, keilförmig

Fig. 8.



Profil durch das Hügelland von Starzitz.

1 = Untere Teschener Schiefer. — 2 = Teschener Kalk. — 3 = Obere Teschener Schiefer. — π = Pikrit. — 5 = Mergelschiefer (Friedecker Mergel). — 6 = Baschker Sandstein. — 7 = Terrassendiluvium.

begrenzten Partie von oberen Teschener Schiefen, die hier ganz deutlich unter dem Senon am Abhang gegen den Koscibach auftaucht. Die Lagerungsverhältnisse dieser Neokompartie sind allerdings infolge des Mangels an Aufschlüssen nicht zu erkennen, dagegen ist deutlich in den nach Starzitz hinüberführenden tief eingeschnittenen Feldwegen zu sehen, wie die Mergelschiefer des Senons mit ihren harten Sandsteinzwischenlagen flach nordwärts, also vom Neokomaufbruch weg, einfallen.

Auf der Hoheneggerschen Karte sind hier die oberen Taschener Schichten bereits angegeben.

Dagegen konnte auch das von Hohenegger schematisch eingetragene Alttertiär zwischen dem Staritsch-Lohrinkowitzer Senon und dem Palkowitzer Kreidegebirge unter der gerade hier anscheinend sehr mächtigen Diluvialbedeckung nirgends anstehend beobachtet werden. Da wir es aber bei Palkowitz, Chlebowitz und Fritschowitz als Unterlage der Kreide gesehen haben, liegt es nahe, nach dem Vorgange Hoheneggers diese Beobachtungspunkte unter dem Diluvium über Chlebowitz und das Revier Zamrky zu verbinden.

Die Tektonik des Staritsch-Lothrinkowitzer Senons zeigt keine besonderen Komplikationen. In dem größeren östlichen Abschnitt herrscht verschiedenes steiles Südfallen. An der Stražnica erscheinen gegen Osten fallende Baschker Sandsteine, westlich davon zeigen alle Aufschlüsse nördliches Fallen.

In der Furche von Staritsch grenzt das Senon an die Braunsberger Unterkreidescholle, die im Gegensatz zum Senon von lebhaftesten Faltungsvorgängen Zeugnis gibt, die sie betroffen haben. (Steingraben.) Mächtige Eruptivlagergänge und -stöcke durchschwärmen die aus unteren Teschener Schiefeln, Teschener Kalk und oberen Teschener Schiefeln gebildete Scholle. (Fig. 8.)

Östlich von Borosin trifft man, vom nördlichsten Kalkzug gegen Braunsberg abwärts steigend, auf den Feldern lose, scharfkantige Bruchstücke eines hell gelblichgrauen, feinkörnigen, harten, kalkigen Sandsteins, der seinem Aussehen nach nur mit Baschker Sandstein zu identifizieren ist. Anstehend wurde dieser hier allerdings nicht beobachtet, doch scheint es sich um ein kleines Denudationsrelikt desselben zu handeln, das die flache Kuppe östlich von Borosin bildet.

g) Friedeck—Leskowetz—Domaslowitz—Skalitz.

Die östliche Fortsetzung des Senonzuges von Staritsch bilden die bekanntesten Vorkommnisse von Baculitenmergeln bei Friedeck und am Leskowetzer Bach, nördlich dieses Städtchens. Da meine eigenen Exkursionen in dieser Gegend nur informatorischen Charakter hatten und ich den bisher veröffentlichten Beobachtungen nichts Neues oder Wesentliches hinzuzufügen habe, verweise ich auf die ausführlichen Angaben Hoheneggers und Uhligs¹⁾.

h) Sonstige in der Literatur angeführte Vorkommnisse von Senon am Beskiden-Nordrand.

Zwischen Kattendorf und Fritschowitz verzeichnen Hohenegger und Tausch Baschker Sandstein auf dem das Ondřejnitztal vom Trnavkatal trennenden Rücken.

Am Südeinde von Kattendorf fand ich im Bachbett anstehend graue und bläulichgraue schiefrige Tone des subbeskidischen Alttertiärs, die sich nach Westen über den Oberhof und das Osečina genannte Gehölz bis Klogsdorf an die Lubina verfolgen lassen. Oberhalb der genannten Stelle in Kattendorf erhebt sich ein ziemlich steiler, bewaldeter Rücken, der in östlicher Richtung aufwärts zieht. Mehrere kleine Vertiefungen im Wald zeigen, daß man hier ab und zu Kalkstein gewinnt. Von Sandstein ist keine Spur vorhanden. Der ganze Rücken besteht aus hellgrauem, stellenweise durch sandig-toniges Material verunreinigten Kalk, offenbar Teschener Kalk.

Dieser kurze Kalkzug ist auf Hoheneggers Karte nicht verzeichnet. Dafür zeigt sie ebenso wie die Karte von Tausch am Südabhang des Sowinetzberges östlich oberhalb Kattendorf

¹⁾ L. c.

Baschker Sandstein an. Von diesem konnte ich jedoch nichts entdecken. Die flache Einsattelung zwischen Kattendorf und Fritschowitz ist von Diluviallehm vollkommen verdeckt. Nur am Süden von Kattendorf treten neben dem genannten Kalkzug in zwei kleinen Steinbrüchen Sandsteine zutage, die ihrem petrographischen Habitus nach vollkommen mit den subbeskidischen Sandsteinen des Helentales bei Freiberg übereinstimmen.

Es sind gelblichgraue, gröbere Sandsteine mit glimmerigem Schichtenflächenbelag und spärlichen Steinkohlenbrocken und harte, bankige Kalksandsteine sowie stellenweise auch konglomeratische Lagen.

Diese Sandsteine begleiten das eingangs erwähnte Schieferneveau von Kattendorf und Fritschowitz, also vom Ondřejnitzatal angefangen über Cerna strana und Hajek bis zur Lubina bei Klagsdorf—Freiberg. Bei Klagsdorf wurden in diesem Sandstein von Pfarrer Josef Slaviček in Liebisch, Dr. Remeš und Trauth senone Korallen gefunden, deren Bearbeitung Herr Dr. Friedrich Trauth durchgeführt hat¹⁾.

In der Nachbarschaft der Klagsdorfer Sandsteine, anscheinend im Liegenden derselben, hat Dr. M. Remeš bei Gelegenheit einer im Bereiche der genannten Ortschaft ausgeführten Kohlenschürfung dunkelgraue, hell verwitternde Mergel angetroffen, die eine ausgesprochen senone Fauna lieferten²⁾.

Andererseits gibt Hohenegger unmittelbar östlich von den Klagsdorfer Kreidefundorten und im Streichen der betreffenden Schichten gelegene nummulitenführende Schichten an. Wenngleich es mir nicht gelungen ist, in der Kürze der einem Aufnahmegeologen für Aufsammlungen verfügbaren Zeit die Nummulitenfunde Hoheneggers durch eigene Funde zu bestätigen, so hatte ich doch reichlich Gelegenheit, den Gesteinscharakter zu studieren. Es sind dieselben Gesteine, die ich eben von Kattendorf beschrieben habe, die auch im Fundgebiet des Klagsdorfer Senons vorkommen, und auf welche auch die Beschreibung Dr. Trauths vollkommen paßt. Ich kann weder die Richtigkeit des einen wie des anderen Fundes anzweifeln, aber ganz gewiß erscheint mir die innige fazielle Übereinstimmung und Zusammengehörigkeit des ganzen Gesteinszuges. Es handelt sich dabei aller Wahrscheinlichkeit nach um eine Antikline, deren Westende bei Klagsdorf sich höher empowölbt und einen senonen Kern entblößt. Mit dem beskidischen Senon aber hat dieser nichts zu tun. Seine Fazies weist mit aller Deutlichkeit nur auf die Gesteine der subbeskidischen Serie hin. Wir sehen darin auch das besondere Charakteristikum derselben: sie enthalten grobe Konglomerate aus sudetischen Gesteinen, Kulmsandsteinbrocken mit den bezeichnenden Pflanzenresten und Kohlenstücke.

Ferner stehen sie mit den sicher subbeskidischen alttertiären Schiefertonen in so innigem tektonischem Verband, daß wir sie mit voller Überzeugung der subbeskidischen Gesteinsserie zuzählen können.

¹⁾ Die oberkretazische Korallenfauna von Klagsdorf in Mähren. Eingeleitet von Dr. M. Remeš.

²⁾ Vrchní vrstvy křídové v klokočově u Příbora. (Obere Kreideschichten in Klagsdorf bei Freiberg.) Bericht der Kommission für die naturwissenschaftliche Durchforschung Mährens, geol.-pal. Abt. Nr. 5, Brünn 1906.

Die Sandsteine und Mergel von Klogsdorf stellen demnach den ersten in Mähren bekannt gewordenen oberkretazischen Horizont in der subbeskidischen Decke vor¹⁾.

Auf Hoheneggers Karte der Nordkarpathen finden sich schließlich in dem Hügellande westlich von Freiberg Friedecker Schichten eingetragen. Leider bieten aber die Erläuterungen in diesem wie in vielen anderen Fällen infolge ihrer Knappheit keinen Anhaltspunkt über die Gründe einer bestimmten Eintragung. Baschker Sandstein, Friedecker Mergel oder Klogsdorfer Sandstein sind westlich von Freiberg nicht zu beobachten. Es handelt sich hier um gröbere, stellenweise kalkige Sandsteine mit schiefrigen Mergelzwischenlagen und zahlreichen Einschaltungen von Nulliporenbänken. Der ganze Habitus dieser Ablagerungen verweist auf die neokomen Hüllgesteine der Kalkklippe von Jassenitz am Westrand des Domoratzwaldes südlich von Alttitschein, die sich von hier aus am Außensaum der beskidischen Neokombildungen weiter verfolgen lassen über Perna und Wolfsdorf bei Alttitschein nach Ehrenberg und Schönau bei Neutitschein und die durch das reichliche Vorkommen von *Pentacrinus neocomiensis* Desor ausgezeichnet charakterisiert sind. Da ich dieses Fossil auch in ganz unzweifelhaft den Grodischter Schichten angehörenden Ablagerungen gefunden habe²⁾, nehme ich keinen Anstand, auch die übrigen Träger desselben diesem Horizont zuzuweisen, was durchweg durch die sonst noch zu beobachtenden lokalen geologischen Verhältnisse seine Bestätigung gefunden hat. Für die Nulliporengesteine von Freiberg liegt mir allerdings noch kein Beweis durch spezielle Fossilfunde vor, doch halte ich ihre Zugehörigkeit zu den Grodischter Schichten wenigstens für äußerst wahrscheinlich. In den hiesigen beskidischen Senonablagerungen habe ich bisher nirgends Lithothamnienbänke angetroffen, und sonst könnte es sich höchstens um eine subbeskidische Bildung handeln.

Wie sich aus den in den vorhergehenden Blättern angeführten zahlreichen Detailbeobachtungen mit aller Klarheit ergibt, tragen die Baschker und Friedecker Schichten ein ganz bestimmtes fazielles Gepräge. Sie repräsentieren sich als eine ursprünglich außerordentlich mächtige Ablagerung von groben, bisweilen konglomeratischen Quarzsandsteinen mit lokalen Einlagerungen von Tithonkalkbreccien und ebensolchen Konglomeraten, deren Rollstücke oft ganz bedeutende Dimensionen annehmen, so daß gewisse Partien als Blockanhäufungen bezeichnet werden können und von feinkörnigen, harten, plattigen Kalksandsteinen, dichten, muschelrig brechenden, spröden Kalkmergeln und von weicheren, grauen, schiefrigen Mergeln mit einzelnen Zwischenlagen der eben genannten feinkörnigen Kalksandsteine.

Wie sich gezeigt hat, überwiegen die groben, litoralen Sedimente weitaus über die offenkundig in größerer Tiefe abgelagerten fein-

¹⁾ Beck, Zur Kenntnis der Oberkreide in den mährisch-schlesischen Beskiden. Verh. d. k. k. geol. R. A. 1910.

²⁾ Am Nordabhang des Swinz bei Neutitschein.

klastischen kalkig-tonigen. Daß beide Faziestypen zusammengehören, beweisen die häufig zu beobachtenden faziellen Übergänge und die Wechsellagerung, welche an den Faziesgrenzen auftritt.

Ganz besonders auffällig ist die in den vorhergehenden Abschnitten so oft betonte fazielle Ähnlichkeit mit gewissen Teilen der neokomen Grodischter Schichten.

Anderseits besteht ein unbestreitbarer Gegensatz zwischen Baschker Schichten und vermutlich gleichaltrigen Schichten der subbeskidischen Decke (Sandsteine von Klogsdorf). Wollten wir mit Uhlig annehmen, daß die Baschker und Friedecker Schichten zu dieser gehören, dann müßten wir, was Uhlig als Argument gegen die Zugehörigkeit zur beskidischen Serie anführt, zwei verschiedene Entwicklungsweisen des Senons der subbeskidischen Decke annehmen, von denen die eine auffällig charakterisiert ist durch Einschlüsse sudetischer Gerölle, die andere, unmittelbar benachbarte, durch die Baschker Schichten, die erstere im Verein mit dem Alttertiär vom beskidischen Neokom überschoben ist, während die andere über dem Neokom liegt.

An dieser Lagerung der Baschker Schichten über dem Neokom der beskidischen Decke ist absolut nicht zu rütteln. Das beweisen klar die Verhältnisse bei Stramberg—Senftleben—Nesselsdorf, insbesondere aber die Aufschlüsse im Ondřejnitzatal bei Hochwald und auf der Sklenauer hurka. Ebenso ist aber auch die Überlagerung des subbeskidischen Alttertiärs durch die Baschker Schichten sicher, wie speziell bei Senftleben und Nesselsdorf zu sehen ist.

Der subbeskidischen Decke gegenüber bilden somit die Baschker und Friedecker Schichten mit dem Neokom eine tektonische Einheit. Das Lagerungsverhältnis zum Neokom kann nun nur als Transgression aufgefaßt werden, wie dies bereits Hohenegger und später Uhlig in Bau und Bild der Karpathen im Jahre 1903 angenommen haben. Der beskidischen Decke gehören demnach tatsächlich zwei einander stratigraphisch entsprechende, aber faziell verschiedene und räumlich getrennte Senonablagerungen an, am Nordrand die Baschker, am Südrand die Istebner Schichten. Hier hat wenigstens stellenweise eine kontinuierliche Sedimentation vom Neokom bis zum Senon stattgefunden, dort dagegen besteht eine beträchtliche Sedimentationslücke. Bereits die Faziesentwicklung der Grodischter Schichten deutet auf ein oszillierendes Schwanken des Untergrundes unseres Neokomgebirges.

Für die folgenden Epochen dürfen wir zweifellos das Auftreten weiterer, größerer Schwankungen annehmen. Das Auftauchen der älteren Neokomglieder an der Nordseite, ihr Untertauchen unter die Ellgothor und Godulaschichten im Süden gibt zweifellos die ursprünglichen regionalen Sedimentationsverhältnisse der Neokomscholle wieder und ist nicht etwa das alleinige Produkt späterer Denudation.

Durch eine einfache Schwankung erklärt sich die positive Meeresbewegung im Süden der Neokomscholle, wie die negative am Nordrand. Zur Zeit der Oberkreide erfolgte aber auch hier wieder eine positive Bewegung, allerdings nur in einem relativ beschränkten Gebiet, soweit eben die Baschker und Friedecker Schichten reichen.

Jedenfalls war die Erhebung des Nordrandes der Neokomscholle bereits von Faltenbildung in den Neokomschichten begleitet, denn das Senon liegt diskordant darauf. Selbstverständlich traf das Senon auf ein bereits erodiertes Relief, denn es verdeckt die aufgerichteten Schichtköpfe der verschiedenen Neokomgesteine.

Für die Verfallung der Senonablagerungen in sich und mit dem Neokom und im Verein mit diesem mit den subbeskidischen Schichten ist natürlich nur die Hauptfaltung der Sandsteinzone (Überschiebungsphase) in Betracht zu ziehen.

II. Die Istebner Schichten.

Entlang der Südseite des Neokomgebirges verläuft vom Domoratzwald bei Wall.-Meseritsch im Westen bis nahe an das Tal der Skava südlich von Wadowitz in Galizien jene eigenartige Oberkreidebildung, die nach dem Orte Istebna von Hohenegger als die Zone von Istebna (Istebner Schichten) bezeichnet wurde.

Dem lithologischen Charakter nach sind in dieser Zone dunkle bis schwarze, rotbraun verwitternde etwas sandige Schiefertone und Sandsteine mit Konglomeraten und Geröllanhäufungen zu unterscheiden. Nach Hohenegger enthalten die Istebner Schichten einen Zug von Sphärosideriten, der in früherer Zeit bergmännisch abgebaut wurde.

Hohenegger betrachtete auf Grund des scheinbar regelmäßigen Lagerungsverhältnisses der Istebner Schichten über dem Godulasandstein sowie einer Anzahl von Versteinerungen diese Zone als cenoman. Doch konnten Liebus und Uhlig (l. c.) bei der Revision der Hoheneggerschen Sammlung den Nachweis führen, daß abgesehen von den sicher nicht aus den Istebner Schichten stammenden, auch schlecht erhaltenen Exemplaren, das einzige zur Horizontierung brauchbare, nämlich Hoheneggers *Amm. Mantelli* Sow., eine Leitform des Obersenon darstellt: den *Pachydiscus Neubergicus* v. Hauer. Die übrigen von Hohenegger genannten Exemplare stammen nach E. Tietze (Geognostische Verhältnisse von Krakau, pag. 381) und Uhlig (Über einige Fossilien der karpathischen Kreide) aus den Illgothier Schichten Westgaliziens (Gegend von Sucha) und wurden infolge ihres schlechten Erhaltungszustandes von Hohenegger falsch gedeutet. Damit war wenigstens für einen Teil der Istebner Schichten obersenones Alter festgestellt. Nach der Hoheneggerschen Etikette fand sich der genannte *Pachydiscus Neubergicus*: „in einer Dockel im Bache Dychanec, unweit des Flusses Cerna an der Barania in Althammer, am südlichen Abhang der Lissa hora“. Diese Stelle liegt hart an der Südgrenze der Istebner Schichten und etwa 5 km in senkrechter Richtung von der Grenze gegen den Godulasandstein, also scheinbar in den obersten Partien der Istebner Schichten.

Nun betrachtete Uhlig mit Paul dieselben als eine Wechselagerung von Schiefeln und Sandsteinzügen, hielt daher die ganze Zone für außerordentlich mächtig, was bei der steilen Schichtstellung

und der beträchtlichen Breite der Zone nur selbstverständlich schien, und gründete darauf die Vermutung, es könnten in den tieferen Partien der Istebner Schichten doch auch die älteren Oberkreidehorizonte vertreten sein, so daß wir eine kontinuierliche Ablagerung vom Cenoman über Turon bis ins Obersenon vor uns hätten.

Meine Untersuchungen gelegentlich der Detailaufnahme der Kartenblätter Wall-Meseritsch (Zone 8, Kol. XVIII) und Vizoka—Mako—Kisuca-Ujhely (Zone 8, Kol. XIX) sowie einer Reihe von Orientierungstouren in dem von Uhlig aufgenommenen Blatt Teschen—Mistek—Jablunkau (Zone 7, Kol. XIX) ergaben dagegen eine wesentlich andere Auffassung.

Danach wird die Zone der Istebner Schichten nicht aus einer mächtigen Serie miteinander wechsellagernder Schiefer und Sandsteine gebildet, sondern aus einer Anzahl paralleler gleichartiger Faltenzüge, und die Mächtigkeit reduziert sich infolgedessen auf eine liegende Schiefer- und eine hangende Sandsteinschichte. Veranlassung gab zu dieser Auffassung die Beobachtung zahlreicher Profile, die Möglichkeit, die einzelnen Sandsteinzüge ohne Unterbrechung viele Kilometer weit zu verfolgen, ebenso die dazwischen in den Depressionen und Talern verlaufenden Schieferniveaus, die sehr häufige Dichotomie einzelner Faltenzüge und die sichere Beobachtung des Überganges aus steilgestellten in überkippte Falten. Fig. 29 (Profil längs des Černiktales bei Althammer).

Als spezielle Regel für den Bauplan der Istebner Schichten gilt die reihenweise Anordnung nach Nord überkippter oder zu Schuppen zerrissener Falten. In der Natur selbst finden sich allerdings keine bestimmten Anhaltspunkte dafür, wo Falten- und wo Schuppenbau herrscht, da wir eine bloß aus zwei faziell verschiedenen Elementen bestehende Ablagerung vor uns haben. Es wurden daher in den Profilen ganz schematisch die identischen Schichten durch Faltenlinien verbunden, womit selbstverständlich nicht mehr als eben das einfachste Schema eines gefalteten Gebirges angedeutet werden soll, ohne Rücksicht auf die verschiedenen, zweifellos auch hier vorhandenen tektonischen Detailkomplikationen, wie Schuppenbildung oder Verwürfe.

a) Oberer Domoratzwald bei Hotzendorf.

Im sogenannten oberen Domoratzwald, der südlich von Hotzendorf und Hostaschowitz sowie westlich von Jassenitz gelegen ist, östlich vom Tal des Srnybaches begrenzt wird und nach Süden bis gegen das Dorf Binina reicht, haben wir das westliche Ende der Istebnerzone vor uns. Die halbkreisförmig gekrümmte zentrale Hauptmasse besteht aus Sandsteinen und Konglomeraten, zu ihren beiden Seiten treten schiefrige Bildungen auf.

Die Umrahmung des Domoratzwaldes bilden fast durchweg die kieseligen Schiefer und Sandsteine der neokomen Ellgothner Schichten, die gleich den sie von Westen und Norden her unterlagernden Wernsdorfer und Grodischter Schichten in regelmäßigem, der orographischen Form des Berges entsprechendem Bogen von Meženowitz über Hosta-

schowitz gegen Hotzendorf herumschwenken. Nur an der Südseite bei Binina ist der unmittelbare Zusammenhang mit dem Ost-West verlaufenden Hauptzug der Istebner Schichten erhalten.

Von Osten her schiebt sich das Godulasandsteingebirge als stumpfer Keil zwischen diesen letzteren und den Domoratzwald.

Die äußeren Umriss dieser Senonmulde, das Vordringen von Istebner Schichten über den Godulasandstein nach Norden und speziell der Verlauf der neokomen Umrahmung deuten auf äußerst komplizierte tektonische Vorgänge hin, deren Analyse im folgenden versucht werden soll.

Bereits Paul und Tausch hatten die Gesteine des Domoratzwaldes mit den Istebner Schichten identifiziert. Doch kommt in ihren Darstellungen das Wesentliche der Tektonik nicht zur Geltung, da — speziell bei der Aufnahme des Kartenblattes Neutitschein durch Tausch — die den Domoratzwald umgebenden Neokomgesteine nicht erkannt und durchweg irrig gedeutet wurden und auch ein Teil des Godulasandsteins — die schiefrigen Basisbildungen — zu den Istebner Schichten gerechnet wurde (Paul). Wir werden daher von diesen älteren Kartenvorlagen bei den folgenden Erörterungen gänzlich absehen. Das beigegebene Kärtchen des Domoratzwaldes ist eine direkte Kopie der Originalaufnahme des Verfassers und enthält alle Beobachtungsdetails.

I. Die Istebner Schichten des Domoratzwaldes.

An der Südseite des Domoratzwaldes streicht ein ziemlich mächtiger Sandsteinzug (Zug von Jehlizna¹⁾ beim Dorf Binina aus und verliert sich unter den Diluvialbildungen am Rande des Betschtales. Er wird im Norden und Süden begleitet von Schieferzügen. Die Sandsteine bei Binina sind im allgemeinen grobkörnig und zuckerkörnig, bald verhältnismäßig hart, vielfach aber auch gänzlich mürbe, licht gelblichgrau gefärbt, stellenweise mit rötlichbrauner Verwitterungsrinde. In der Regel sind sie bankig abgesondert; die Bänke erreichen oft beträchtliche Dicke. Häufig sind sandig-tonige Schieferlagen dazwischen enthalten, die aber niemals besondere Mächtigkeit erreichen. Auffallend ist der Reichtum an dicken Bänken des charakteristischen kleinkalibrigen Konglomerats, welche speziell die nördliche Randpartie einnehmen. Östlich vom Dorfe Binina erscheinen auf den Höhen ausgewitterte große Blöcke von Stramberger Kalk, die auf das Vorhandensein von Blockschichten in den Istebner Sandsteinen hinweisen.

Die Sandsteine und Konglomerate fallen durchweg südlich ein, mit Neigungen bis zu 60°. Unmittelbar beim Dorf Binina wurden in einem kleinen Steinbruch saiger stehende Schichten beobachtet. (Fig. 9.)

Den Oborskibach, der vom Domoratzwald kommend das Dorf Binina durchfließt, über den eben besprochenen Sandsteinzug aufwärts verfolgend, überquert man den nördlich anschließenden Schieferzug,

¹⁾ Siehe im folgenden pag. 757.

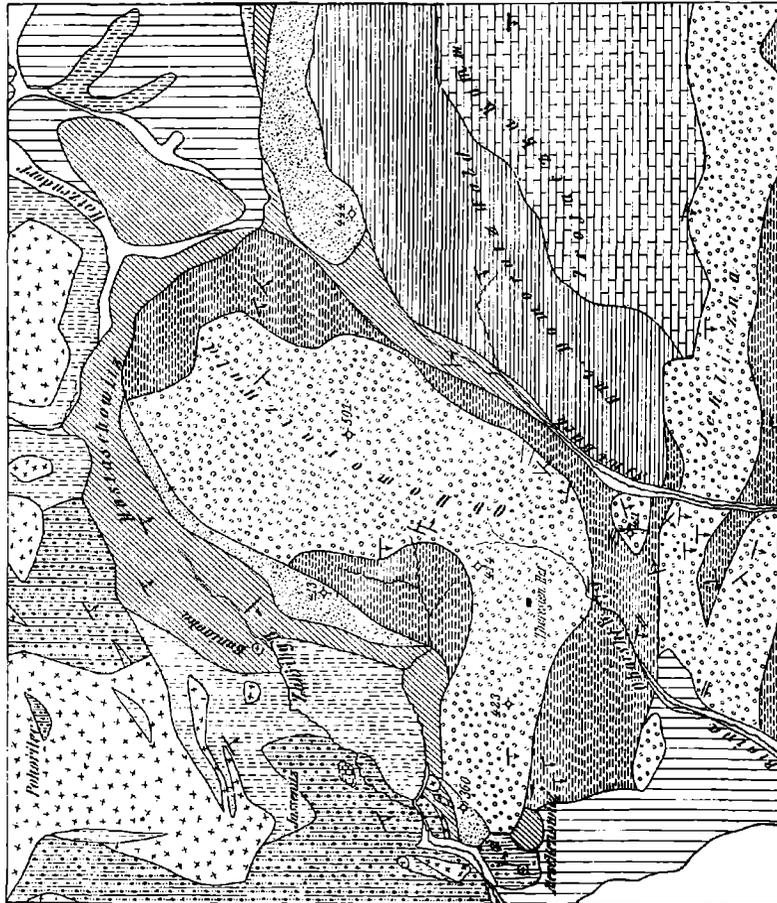


Fig. 9. Geologische Detailkarte des Domoratzwaldes.

Zeichenerklärung:

			
Tithonkalkklippe von Jassenitz.	Grodischer Sandstein.	Wernsdorfer Schichten.	Ellgothor Schiefer.
			
Ellgothor Sandstein.	Basisschiefer des Godulasandsteins.	Godula- sandstein.	Istebner Schiefer.
			
Istebner Sandstein.	Diluvium.	Alluvium.	Teschenit und Pikrit.

der speziell im Oborskital von sandigen Lehmen des Diluviums (Terrassen) stark zugedeckt wird. Zu beiden Seiten des Tales aber finden sich recht gute Aufschlüsse in Gräben und Hohlwegen. Wir treffen darin den gewöhnlichen Typus der Istebner Schiefer: rotbraune, plattige, sandig-tonige Schiefer mit einzelnen dickeren Sandsteinzwischenlagen. Dünne Sandsteinbänkchen sind reichlich darin vertreten. Die Schiefer brechen meist muschelrig.

Bei Meženowitz erreicht dieser Schieferzug sein westliches Ende. Gerade dort finden sich gute Aufschlüsse, in denen wir das O—W-Streichen und südliches Einfallen (zirka 40°) konstatieren können. Auf das Vorhandensein sekundärer Detailfaltung deutet eine kleine, flach N fallende Schieferpartie.

Wir verfolgen die Schiefer nach Osten zum Oborskibach und in dessen östliche Seitengräben, die vom Hügel 411 m herunterziehen. Im Oborskibach herrscht O—W-Streichen bei südlichem steilen Einfallen. Südlich von dem scharf konturierten Hügel 411 findet sich ostwärts gerichtetes Einfallen, nördlich davon wieder das normale W—O gegen OSO-Streichen bei unbestimmbarer Neigung, meist steil, bis saigerstehende Schichten. Punkt 411 selbst aber besteht aus Sandsteinen und Konglomeraten. Knapp unter dem Gipfel sehen wir die Sandsteine gegen Osten einfallen, im Bahneinschnitt, oberhalb des Srnytales dagegen normal gegen Süden.

Die Sandsteine von Punkt 411 setzen über das Srnytal nicht hinüber, dort stehen bereits die schiefrigen Basisbildungen des Godulasandsteinzuges an. Die südlich von Punkt 411 vorbeistreichenden Istebner Schiefer sind am östlichen Gehänge des Srnytales noch eine kurze Strecke weit zwischen Godulaschichten und dem Istebner Sandsteinzug von Jehlniza—Binina zu verfolgen.

Die auffallende Änderung im Streichen der Schiefer und Sandsteine beim Punkt 411 hat wohl ihre besonderen tektonischen Ursachen, welche bereits mit der Vorwölbung des Domoratzwaldes in Zusammenhang zu bringen sein dürften.

Nördlich vom Hügel 411 streichen die Istebner Schiefer, die von Meženowitz ununterbrochen über das Oborskital zu verfolgen sind, durch eine ziemlich tiefe Einsattelung in das Srnytal hinüber, schwenken hier aus der WO-Richtung ab und verlaufen am Abhang des oberen Domoratzwaldes entlang dem Srnytal erst in der Richtung gegen NNO zum Bahnhof Hotzendorf-Domoratz und weiter nach einer abermaligen Schwenkung gegen NW bis Hostaschowitz. Die Aufschlüsse im Srnytal sind außerordentlich ungünstig, bloß in den Gräben westlich oberhalb der Station Hotzendorf-Domoratz sind die Schiefer bis hoch hinauf an die Grenze des Istebner Sandsteins deutlich zu verfolgen. Sie streichen dort beiläufig NO und fallen unter 30° gegen SO ein.

Noch schlechter als im Srnytal sind die Aufschlußverhältnisse bei Hostaschowitz, wo sich der Beobachter mit den von Feldmäusen und Maulwürfen heraufgebrachten Gesteinssplintern und der sumpfigen Beschaffenheit der Wiesen als einzigen Anhaltspunkten begnügen muß.

Kehren wir nun zurück nach Meženowitz. Oberhalb des Schieferzuges erhebt sich ein ziemlich steiler; O—W verlaufender, aus Sandsteinen gebildeter Kamm, bezeichnet durch die Punkte 423 und

414 oberhalb des Theresienhofes. In ziemlich gleichbleibender Breite verläuft dieser Sandsteinzug bis zu den Quellen des Oborskibaches, von wo er sich, stark verbreitert, zum eigentlichen Domoratzwald (501 m) erhebt. Im Quellenbereich des Oborskibaches zeigt er dieselbe Krümmung wie die ihn begleitenden Schiefer gegen Norden.

Sandsteine und kleinkalibrige Konglomerate herrschen hier fast ausschließlich vor, Schiefereinlagerungen kommen nur spärlich in den Aufschlüssen der tiefer eingeschnittenen Bachrinnen zur Beobachtung. Bei Punkt 423 oberhalb des Theresienhofes finden sich Blockanhäufungen von kristallinen Gesteinen, speziell rote Granite mit großen, regelmäßig entwickelten Feldspäten und graue Gneise und an einer Stelle besonders viel Blöcke von Tithonkalk.

Wenngleich im eigentlichen Domoratzwald die Aufschlüsse auf ein Minimum reduziert sind, bleibt doch kein Zweifel über die wahre Natur des Gebirges, da fast durchweg die ausgewitterten kleinen, weißen, wohlgerundeten Kiesel, welche den Waldboden bedecken, das Auftreten der charakteristischen Konglomerate des Istebner Sandsteins verraten.

Das Einfallen der Schichten wurde bei Mežnowitz mit 40° gegen Süden, oberhalb der Quellen des Oborskibaches, bereits in dem N—S streichenden Abschnitt, mit 25° gegen O und OSO konstatiert. An der Umbiegungsstelle oberhalb des Srnytales (nördlich von Punkt 411) fand sich erst gegen N, gleich darauf wieder SO gerichtetes Verflachen, begleitet von einer starken Zerklüftung der Sandsteine, auf die wohl das abnormale N-Fallen zurückzuführen ist. Bezeichnend ist, daß gerade an der Beugungsstelle eine so auffällige Klüftung zu bemerken ist, die, wie in dem Detailkärtchen darzustellen versucht wurde, wenigstens teilweise durch radialgestellte Verwürfe bedingt ist.

Südlich von Hostaschowitz sehen wir in einer kleinen Grube des Waldbodens Konglomerate mit widersinnigem SW-Fallen, was wahrscheinlich mit sekundären Störungen zusammenhängt.

Auf der Innenseite des Sandsteinbogens des Domoratzwaldes treten in verschiedenen Bachrinnen wieder Istebner Schiefer auf.

Der Domoratzwald besteht somit aus einem mächtigen, bogenförmig gekrümmten Sandsteinzug, der von beiden Seiten von Schiefeln begleitet wird. Da fast ausschließlich — abgesehen von sekundären Störungen — gleichsinniges Einfallen herrscht, muß man nach Analogie mit dem Bauplan der ganzen übrigen Zone der Istebner Schichten (siehe die folgenden Kapitel) den Domoratzwald als eine gegen N und W überschlagene Mulde betrachten, deren randliche Partien von den Istebner Schiefeln, deren Mitte von den Sandsteinen und Konglomeraten gebildet wird.

2. Die neokome Umrahmung des Domoratzwaldes.

Im Srnytal grenzt die Mulde der Istebner Schichten an den Godulasandsteinzug des Javornik-Trojačkégebirges, das vollkommen regelmäßig sich aufbaut. Wie aus der Detailkarte ersichtlich ist, treten im südlichen Teil die Basisschiefer des Godulasandsteins,

weiter nördlich die sie unterteufenden Ellgothor Schichten an den oberen Domoratzwald heran.

Ellgothor Schichten bilden vom Srnytal angefangen durchweg den Rahmen der Senonmulde, bloß am äußersten Westende bei Meženowitz treten noch ältere Schichten des Neokoms — Grodischter Sandstein — mit den Istebner Sandsteinen in Kontakt. Eine kleine Partie Ellgothor Schiefer liegt noch — an diese Grodischter Schichten anschließend — auf der Südseite des Sandsteinrückens vom Theresienhof.

Die Untersuchungen im Neokomgebirge hatten wohl mit großen, durch die fazielle Entwicklung bedingten Schwierigkeiten zu kämpfen, doch konnten sie schließlich durch glückliche Fossilfunde¹⁾ und wiederholte Begehungen der fraglichen Gebiete (1904—1910) zum Abschluß gebracht werden.

Die plattigen und bankigen, wohlgeschichteten graugrünen Sandsteine der Godulaschichten des Trojačkakammes werden auf der Nordseite unterlagert von bunten schiefrigen Tonen und sandig-tonigen Schiefen, worin häufig verschieden mächtige Bänke des typischen grünlichen, etwas quarzitisches Godulasandsteins als Einschaltungen vorkommen. Außerdem finden sich vielfach Toneisensteinknollen und -flötchen darin. Die etwas härteren und weniger lebhaft — meist bräunlichgrau — gefärbten Schiefer haben eine gewisse Ähnlichkeit mit den Istebner Schiefen, mit denen sie auch von Paul und Tausch verwechselt wurden.

Im Srnytal tauchen unter diesen Godulaschiefern die schwarzen splittigen, kieseligen Schiefer und Hornsteinschiefer der Ellgothor Schichten empor; bei der Station Hotzendorf-Domoratz erscheinen auch die quarzitisches, grauen bis etwas grünlichgrauen, scharfkantig brechenden Sandsteine der Ellgothor Schichten, die nur in den höheren Lagen dieser Formation zur Entwicklung kommen, aber, wie es scheint, stellenweise auch durch die schiefrige Fazies vertreten sind.

Die Ellgothor Schichten umschließen den ganzen Domoratzwald. Das Dorf Hostaschowitz liegt ganz in den Schiefen. Der Berg Buniavka — ein längerer Rücken mit auffallend steilen Abhängen — südwestlich von Hostaschowitz besteht fast ausschließlich aus schiefrigen Hornsteinen.

In der Mitte des vom Domoratzwald gebildeten Bogens springen die Ellgothor Schichten gegenüber von Jassenitz etwas zurück, Wernsdorfer Schichten entblößend, die von Grodischter Sandsteinen unterlagert werden.

Auf der Südseite des Istebner Sandsteinkammes von Theresienhof treten auf einer kleinen, runden Kuppe bei Meženowitz abermals Ellgothor Kieselschiefer auf.

Die Wernsdorfer Schichten von Jassenitz und am Zakřibybach sind gut zu beobachten. Es sind die gewöhnlichen schwarzen, blättrigen, tonigen Schiefer mit dünnen Sandsteinbänkchen und Toneisensteinen. Bloß in einer schlecht aufgeschlossenen Partie, gerade gegenüber von der Jassenitzer Tithonklippe jenseits eines kleinen Hügels von Gro-

¹⁾ Beck, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1910, Nr. 5.

dischter Sandstein, auf dem linken Ufer des Zakřibyaches, könnten Zweifel über ihre Identität auftauchen, da hier in den Feldern stellenweise lichte, graue Schieferbröckchen aufzufinden sind, wie sie häufig im subbeskidischen Alttertiär vorkommen. Entweder aber ist die Bleichung dieser Schiefer eine Folge der Verwitterung oder die Wernsdorfer Schichten sind hier im Kontakt verändert, wie dies allorten mit derselben Erscheinung der Ausbleichung in den Neokomschiefern zu sehen ist ¹⁾.

Die bisher sowohl von den älteren Autoren als auch vom Verfasser selbst für subbeskidisches Alttertiär gehaltenen Hüllgesteine der Jassenitzer Tithonklippe wurden erst in allerjüngster Zeit durch Funde von *Pentacrinus neocomiensis* Desor als Grodischter Schichten erkannt. Es sind dickbankige, reichlich Nulliporen führende kalkige Sandsteine und Kalksandsteine mit sandig-tonigen Schieferzwischenlagen, einzelne Bänke auch konglomeratisch, mit den für die Grodischter Schichten so bezeichnenden Tithonkalkgeröllen.

Zu den markantesten Erscheinungen der Gegend von Hostaschowitz und Jassenitz gehört das Auftreten zahlreicher Pikrit- und Teschenitintrusionen, vor allem der mächtige Stock des Pohořilec, der von hier bis Neutitschein reicht. Er enthält zahlreiche schwimmende Schollen von Neokomgesteinen.

3. Tektonik des Domoratzwaldes.

Den speziellen Erörterungen vorgreifend sei bemerkt, daß die Istebner Schichten östlich von Wall.-Meseritsch mit dem Godulasandstein des Javornik-Trojačkagebirges in abnormalem Kontakt stehen, sie sind gegen den letzteren angepreßt und aufgeschoben, wie später, speziell bei der Besprechung der Gegend von Zubří und Rožnau gezeigt werden wird. (Siehe pag. 766.)

Wir haben bereits erwähnt, daß die Istebner Schichten des Domoratzwaldes eine aus der normalen West-Ostrichtung in die Nordrichtung gekrümmte und gegen Norden und Westen überkippte Mulde bilden.

Die neokome Umrahmung bietet dagegen jenes Bild, welches sowohl von Brüchen wie auch von zu Schuppen zerrissenen Falten erzeugt wird, indem sich die Schichtfolge mit gleichsinnigem Einfallen beiderseits des Domoratzwaldes wiederholt, soweit es sich um die Ellgothor Schichten handelt, da ja das ganze Mittelstück vom Senon bedeckt wird. Wir finden sowohl bei Hostaschowitz wie im Srnytal im Liegenden die Schiefer, im Hangenden die quarzitischen Sandsteine der Ellgothor Schichten.

Die gekrümmte Senonmulde wird an der Westseite von den Ellgothor Schichten fast geradlinig abgeschnitten — quer auf ihr Streichen. Darin erblicken wir das Besondere am Bau des Domoratzwaldes.

¹⁾ Als besonders charakteristisches Beispiel hierfür sei das Vorkommen von fast weiß gebleichten Grodischter Schieferen bei Palzdorf auf dem Windmühlhügel genannt.

Die Folge eines einfachen Verwurfes kann diese Erscheinung nicht sein. Die Ellgothor Schichten zeigen fast nirgends eine größere Mächtigkeit und folgen mit der größten Gesetzmäßigkeit überall sonst dem Bau des Godulasandsteinzuges. Selbständige Detailfaltung größeren Stils, wie sie im Gebiete des Domoratzwaldes angenommen werden müßten, sind dem Ellgothor Horizont durchaus fremd. Eine transgressive Auflagerung des Senons bloß auf Ellgothor Schichten und Absinken an einer Bruchlinie Hostaschowitz-Meßenowitz erscheint demnach ausgeschlossen.

Es scheint vielmehr, als ob ein Vorschub des Senons gegen Norden und hierauf gegen Westen stattgefunden hätte, den auch die Ellgothor Schichten von Hostaschowitz mitgemacht haben. Dafür spricht deutlich noch ein anderer Umstand: Bei Hostaschowitz stoßen Ellgothor Schichten unmittelbar an den Grodischter Sandstein, von dem sie sonst durchweg in den ganzen Beskiden durch die Wernsdorfer Schichten getrennt sind. Bei Jassenitz und Hotzendorf dagegen herrscht anscheinend das normale Verhältnis. Die unmittelbare Auflagerung von Ellgothor auf Grodischter Schichten bei Hostaschowitz durch eine Sedimentationslücke zu erklären, ist von vornherein ausgeschlossen, es kann nur tektonischer Kontakt durch Anpressung mit Überschiebung der Wernsdorfer Schichten vorliegen.

Bezeichnenderweise findet dieser tektonische Kontakt gerade dort statt, wo die Istebner Schichten im Domoratzwald gegen Nord und Nordwest zurückgekrümmt sind, so daß der kausale Zusammenhang dieser beiden höchst auffälligen Erscheinungen kaum zu bezweifeln ist.

Ein Blick auf die Übersichtskarte zeigt, wie der Godulasandsteinzug Javornik—Trojačka längs der Linie Frankstadt—Rožnau vom Radhošťmassiv losgerissen und gegen Norden vorgeschoben wurde. An ihn pressen und überschieben sich von Süden her die Faltenzüge der Istebner Schichten (siehe besonders pag. 762 ff.). Am äußersten Westende dringen diese Falten bis über den Godulasandsteinzug, auf dessen Nordseite hinüber bis auf das Neokom. Die Godulaschichten versinken im Snytal unter dem Senon. Wie in einem späteren Kapitel nachzuweisen versucht werden wird (pag. 773), liegen die Istebner Schichten teils konkordant und lückenlos auf dem Godulasandstein (Ostrawitzatal), teils sind sie wahrscheinlich durch Ablagerungslücken davor getrennt und in rein tektonischem Verband damit. Begründet wird diese Annahme mit der geringer werdenden Mächtigkeit des Godulasandsteins gegen das Westende zu.

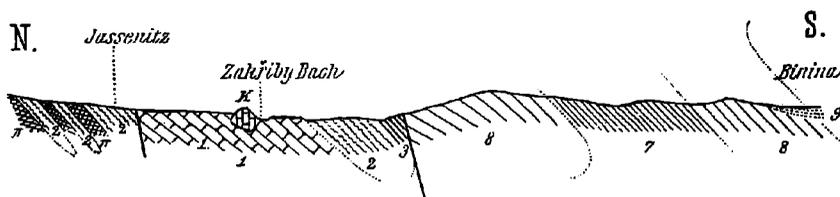
Dementsprechend können die Istebner Schichten hier im äußersten Westen auf die Godulaschichten transgrediert haben.

Der weitere Vorgang, der zur Entstehung der eigentümlichen Bauart des Domoratzwaldes geführt hat, wäre dann etwa folgendermaßen zu erklären: Das Westende des Godulasandsteinzuges senkte sich durch Verwürfe mitsamt seiner senonen Überdeckung so weit, daß Senon und die Ellgothor Schichten in Kontakt kamen.

An der Linie Frankstadt—Rožnau erfolgte eine Zerreißung des Godulasandsteinzuges, die Javornik-Trojačkamasse wurde gegen Norden geschoben und gleichzeitig ein Stück gegen Westen abgedrängt.

Die äußerste Westspitze dieser Masse stand jedoch nicht mehr in fester Verbindung mit dem Trojačkamassiv und wurde nun von diesem ebenfalls gegen Norden und Westen weitergeschoben. Da aber der Zusammenhang mit der gleichfalls nachdrängenden Hauptmasse der Istebner Schichten nicht gelöst war¹⁾, so äußerte sich der Druck auf

Fig. 10.



K

Fig. 11.

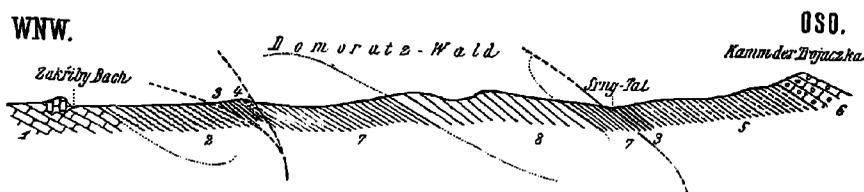
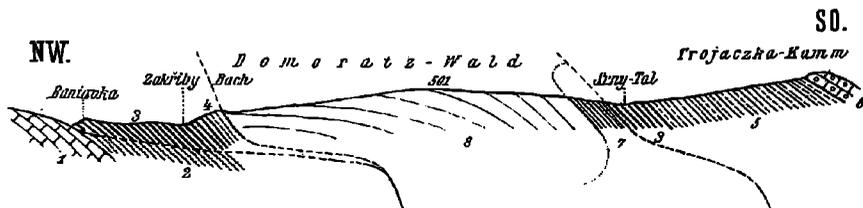


Fig. 12.



K = Tithonkalkklippe von Jassenitz.

1 = Grodischer Sandstein. — 2 = Wernsdorfer Schichten. — 3 = Ellgothor Schiefer. — 4 = Ellgothor Sandstein. — 5 = Basisschiefer des Godulasandsteins. — 6 = Godulasandstein. — 7 = Istebner Schiefer. — 8 = Istebner Sandstein. — 9 = Diluvium. — π Teschenit und Pikrit.

die abgesunkene Partie in der Art, daß sie vor allem zu einer Mulde zusammengeklappt und von Osten her vom Godulasandsteinmassiv und dessen Ellgothor Basis überschoben wurde. Gleichzeitig wurde die Senonmulde abgeknickt und gegen Westen zurückgebogen, so daß die

¹⁾ Man hat wohl bei diesem scheinbaren Widerspruch an ein flexurartiges Nachgeben der Istebner Schichten gegenüber dem Absinken des Westendes der Godulasandsteinmasse zu denken, wodurch die Senondecke intakt blieb.

Streichrichtung der Schichten in diesem abgebogenen Teil N—S wurde. Die Ellgothor Schichten, welche vorher schon nördlich an das abgesunkene Senongebirge infolge der Verwürfe angrenzten, und die wir heute bei Hostaschowitz vorfinden, mußten naturgemäß bei all diesen Vorgängen in Mitleidenschaft gezogen werden und wurden von den Istebner Schichten und mit ihnen ebenfalls gegen Norden und Westen gedrängt, wobei sie die ganze Zone der Wernsdorfer Schichten überschoben. (Fig. 10, 11, 12.)

Eine schwer zu beantwortende Frage bildet wohl die nach der zeitlichen Reihenfolge der Bewegungen der einzelnen Gebirgslieder. Mit der Antwort darauf greifen wir vielfach den folgenden Ausführungen vor, speziell was das Verhältnis der Istebner Schichten zum Godulasandstein betrifft, wovon bereits oben die Rede war.

Betreffs des Senons auf der Nordseite der Beskiden, der Baschker und Friedecker Schichten, sind wir zu der Überzeugung gelangt, daß dieses auf dem Neokom transgredierend aufrucht, somit bereits ein wenigstens teilweise gefaltetes und erodiertes Relief vorgefunden haben muß.

Von den Istebner Schichten gilt dies nur in beschränktem Maß, da wir im Ostrawitzatal einen kontinuierlichen Übergang aus dem Neokom über den Godulasandstein in das Senon wahrnehmen, während besonders gegen Westen tatsächlich eine Sedimentationslücke vorhanden zu sein scheint. Durch die meist gleichartige Tektonik der benachbarten Schichten sind die ursprünglichen Verhältnisse derart verwischt, daß sichere Schlüsse — ohne Fossilfunde — kaum zu ziehen sind.

Wenn wir aber im Ostrawitzaprofil eine Entwicklung von Cenoman und Turon zwischen Gault und Senon annehmen dürfen (siehe pag. 773), anderseits auf der Trojačka und im Srnytal an eine Vertretung dieser Formationsglieder im Einklang mit allen älteren Autoren nicht recht glauben können, so sind wir hier zu der Annahme einer Transgression des Senons auf Gault genötigt.

Man hat sich etwa ein Oszillieren der ganzen beskidischen Schichtplatte vorzustellen, in der Art, daß wahrscheinlich schon vor dem Gault der Nordrand derselben sich erhob und zu falten begann, während in den südlicheren Regionen die Sedimentation ununterbrochen fort dauerte¹⁾. Dem Rande des heutigen Karpathenbogens entsprechend, gehört auch das Westende des Godulasandsteinzuges zu den äußeren, randlichen Partien, in denen die Sedimentation früher unterbrochen wurde als etwa in der Gegend des Ostrawitzatales. Eine neuerliche Senkung der randlichen Regionen nach abwärts, das Vordringen einer positiven Meeresbewegung aus dem zentralen Beskidengebiet zur Senonzeit muß ein teilweises Transgredieren des Senons über das westliche Godulasandsteingebirge zur Folge gehabt haben. Ob dieses letztere bereits gefaltet oder in Faltung begriffen war, ist nicht mit Bestimmtheit zu sagen, wohl aber im Hinblick auf die vorsenone Faltung der älteren Neokomschichten als wahrscheinlich anzunehmen.

¹⁾ Siehe pag. 743.

Vielleicht haben wir gerade in dieser Zeit das Absinken des Westendes des Godulasandsteinzuges zu vermuten und nicht erst beim Beginn der postoligocänen Faltungsperiode.

Sicher ist, daß die Lostrennung des Jawornik-Trojačkazuges von dem Radhošťmassiv an der Linie Frankstadt—Rožnau nicht vorseñon ist, da die Istebner Schichten ebenfalls diese Verschiebung mitmachen, somit, daß die Beugung der Istebner Schichtenmulde des Domoratzwaldes, die Überschiebung der Ellgothor Schichten von Hostaschowitz über die Wernsdorfer Schiefer, nur ein Detail aus dem Bilde der großen vormiocänen Überschiebung der beskidischen Decke sein kann.

b) Das Gebirge nördlich der Betschwa zwischen Krasna und Rožnau¹⁾.

Nicht minder interessant als der Domoratzwald ist seine östliche Fortsetzung. Zahlreiche vortreffliche Aufschlüsse lassen den Bau dieser Zone auf das deutlichste erkennen.

Wie aus der Karte ersichtlich ist, verlaufen in diesem Gebirgsstück drei, respektive vier parallele Sandstein- und Schieferzüge, unter denen bei dem Dorfe Zubří sowie südlich des Passes Pindula, den die Straße von Frankstadt nach Rožnau übersetzt, Bildungen der Unterkreide zutage kommen. Wir kennen in der ganzen Istebner Schichtenzone keine Stelle, die, mit Ausnahme des Domoratzwaldes, für die tektonische Analyse der Flyschzone von solcher Bedeutung wäre, wie das Gebiet von Zubří. Sonderbarerweise ist die Unterkreide von Zubří den früheren Beobachtern entgangen.

Die Sandsteinzüge geben, wie schon in der Einleitung erwähnt, der Zone der Istebner Schichten jenes eigentümliche landschaftliche Gepräge, das sie von den übrigen Flyschbildungen auf den ersten Blick unterscheidet. Sie treten als kontinuierlich verlaufende, lang hingestreckte Käme und Rücken auf und sind im Gegensatz zu den meist mit Feldern bebauten Schiefergebieten in der Regel bewaldet. Längstäler sind äußerst selten, während eine Reihe von Quertälern die Istebner Zone in kurze Gebirgsstücke zerlegt. Diese Quertäler liefern durchweg ausgezeichnete Beobachtungspunkte, weshalb wir auch in den folgenden Darlegungen speziell diese zum Ausgangspunkt unserer Betrachtung wählen.

I. Tal von Binina (Oborskital).

Von Krasna führt über den Bininer Berg ein Feldweg nach Binina und weiter durch das Dorf in nördlicher Richtung entlang

¹⁾ Am Nordrand der Blätter Wall.-Meseritsch und Vizoka—Mako—Kisuča-Ujhely hat Paul entlang dem Godulasandsteinzug Istebner Schichten, Sandsteine und Schiefer ausgeschieden. Doch ist die Ausscheidung kaum detailliert, auch in der Abgrenzung von Schiefen und Sandsteinen in der Regel den tatsächlichen Verhältnissen nicht entsprechend, so daß bei unseren weiteren Darlegungen über diese äußerst interessante Zone eine Anknüpfung an die Paulsche Darstellung durchaus keinen praktischen Nutzen bringen kann, weshalb wir uns mit der obigen einfachen Konstatierung begnügen. Wir bringen deshalb im folgenden nur das Ergebnis der eigenen geologischen Spezialaufnahmen in den Blättern Wall.-Meseritsch und Vizoka—Mako—Kisuča-Ujhely.

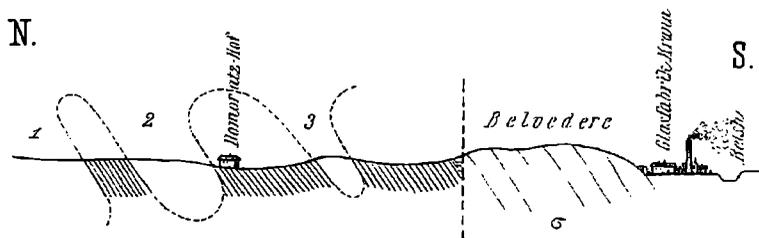
dem Oborskibach zum Theresienhof im Domoratzwald. Auf dem Bininer Berg beobachtet man die Schichtköpfe des plattigen Steinitzer Sandsteins (subbeskidisches Alttertiär), der hier 50 bis 60° gegen Süden fällt. Ein verhältnismäßig tief eingeschnittenes kurzes Längstal bildet die Grenze gegen die Istebner Schichten, die am Anfang des Dorfes Binina in den Hohlwegen an der Ostseite des Oborskitales tadellos aufgeschlossen sind. Die Schiefer sind sandig-tonig, braunrot gefärbt, im frischen Bruch fast schwarz und fallen mäßig steil gegen Süd. Sie nehmen den unteren Teil des Dorfes ein, während der obere Teil bereits in dem wohlbekanntem Sandstein mit den kleinkalibrigen Konglomeraten und kristallinen Geröllen liegt. Auch die Sandsteine fallen nach Süden. Sie hängen unmittelbar mit denen des Domoratzwaldes zusammen, deren Umschwenken nach Norden gerade am Nordende des Dorfes Binina einsetzt.

Westlich vom Oborskital sind die Istebner Schichten von Diluviallehm verdeckt (siehe Fig. 10).

2. Das Tal von Krhova (Srñibach).

Der unterste Teil des Tales ist sehr eng, da hier der Krhova (Srñi-)bach die Steinitzer Sandsteine des Belvedere durchschneidet. Die Anlage dieser Talpartie ist sicher tektonischen Ursprungs. Denn im Eisenbahneinschnitt, der an der Westseite des Tales am Abhang des Belvederes verläuft, ist durchweg steiles Südfallen zu erkennen,

Fig. 13.



Profil entlang dem Tal von Krhova (Eisenbahneinschnitt).

- 1 = Sandsteinzug von Jehliczna. — 2 = Sandsteinzug von Binina.
 3 = Sandsteinzug von Krhova.
 ▨ = Steinitzer Sandstein (subbeskidisch).

während die Steinitzer Sandsteine auf der anderen Talseite oberhalb Krhova unter 15° westlich und am Abhang gegen die Betschwa nördlich fallen. Bei der großen Ziegelei von Hrachowetz (Haltestelle der Bahn Krasna-Rožnau) erkennt man wieder steiles SO-Fallen in den etwas schiefrigen Tertiärsandsteinen.

Jenseits des Steinitzer Sandsteins treffen wir auf die Istebner Schichten, die am besten in den einzelnen Bahneinschnitten zu beobachten sind. (Fig. 13.)

Erst erkennen wir, gerade oberhalb des Dorfes Krhowa die Istebner Schiefer, dann durchschneidet die Bahn einen wenig ausgesprochenen Rücken, der von bankigen Sandsteinen und Konglomeraten gebildet wird, dann abermals ein Schieferebeneau beim Domoratzhof und hierauf wieder Sandsteine. Es folgen abermals Schiefer und darauf kleinkalibrige Konglomerate und Sandsteine, die unmittelbar dem Godulasandstein des Trojačkammes aufrufen. Das allgemeine Fallen der Istebner Schichten ist ziemlich steil (bis zu 60°) gegen Süden gerichtet. Nur an der Grenze gegen den Steinitzer Sandstein wurde in einem kleinem Schieferausbiß N-Fallen gemessen. Sehr schön ist auf eine größere Strecke im Bahneinschnitt beim Domoratzhof (Semaphor) der Sandsteinzug aufgeschlossen, der von Binina herüberreichend in der Talsohle des Srnibaches sich aushebt, so daß am Ostgehänge des Tales nur die liegenden Schiefer zum Vorschein kommen.

Derselbe Sandsteinzug führt oberhalb des Domoratzhofes gegen Binina zu einer großen Anzahl größerer Blöcke von Stramberger Kalk, die im konglomeratischen Sandstein eingeschlossen sind.

Auf dem Abhang östlich von Krhowa lassen sich die entlang der Bahntrasse beobachteten Schiefer und Sandsteinzüge weiter verfolgen. Die Sandsteine und kleinkalibrigen Konglomerate, die westlich oberhalb des Dorfes den vorerwähnten kleinen Rücken bilden, setzen auf der östlichen Talseite einen auffallenden, steilen Berg zusammen. Ich nenne zur leichteren Orientierung diesen Sandsteinzug den Zug von Krhowa.

Der nächste nördliche sei als der Zug von Binina bezeichnet. Es ist der, der sich im Krhowatal auf eine kurze Strecke in die Luft aushebt. Seine östliche Fortsetzung beginnt südlich des Bades Jehliczna. Dieses Bad selbst liegt am Nordrand der nördlichsten Schieferzone; an diese schließt sich am Südabhang der Trojačka der letzte Sandsteinzug, den wir als den Zug von Jehliczna bezeichnen wollen.

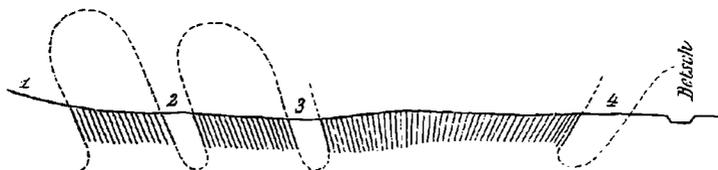
3. Srnowybach.

Im Tal des Srnowybaches treffen wir von Nord nach Süd schön aufgeschlossen alle bisher genannten Züge, über dem Godulasandstein den Jehlitzzug, die Fortsetzung des Bininazuges und den Zug von Krhowa. Die Schiefer südlich davon stehen erst saiger, im untersten Teil des Tales jedoch fallen sie steil nach N. Knapp vor dem Austritt in das Betschtal stellen sich unter den Schiefeln abermals Sandsteine und Konglomerate ein (Zaschauer Zug), die unter 35° nördlich einfallen, also verkehrte, überkippte Lagerung. Da ein derartiges Lagerungsverhältnis sonst nirgends beobachtet wurde, ist die Ursache nur in ganz lokalen Störungen zu suchen. Wahrscheinlich hängt diese Erscheinung mit dem Abbruch der Steinitzer Sandsteinpartie östlich von Krhowa zusammen, wie denn überhaupt die Grenze zwischen Steinitzer Sandstein und Istebner Schichten auf der Strecke Binina—Station Hrachowetz eine Bruchlinie darzustellen scheint, an der die Istebner Schichten abgesunken sind. (Fig. 13 und 14.)

4. Zschau.

Etwa $1\frac{1}{2}$ km vor Zschau sind an der Straßenböschung am Rande des Betschtales die Sandsteine des letztgenannten Z a s c h a u e r Z u g e s, der bei Zschau seine größte Breite erreicht, gut aufgeschlossen. Wir finden hier gelbbraune Konglomerate und graue Sandsteine mit zwischenlagerten braunroten und grauen, sandigen, eisenschüssigen Schiefen.

Fig. 14.

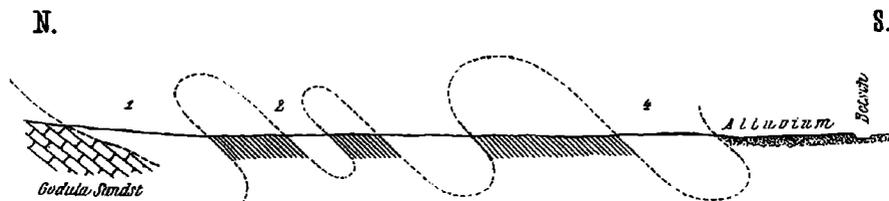


Profil durch das Srnowytal.

1 = Zug von Jehliczna. — 2 = Zug von Binina. — 3 = Zug von Krhova. —
4 = Zug von Zschau.

Die Sandsteine sind mäßig hart, im Innern grau, in der Verwitterungsrinde dunkelgrau bis schwarz, die Konglomerate bestehen aus Quarzrollstücken von Nuß- bis Eigröße, seltener sind wohlgerundete Geschiebe eines harten Sandsteines (Godulasandstein?). Das Bindemittel der Geschiebe ist ein rotbrauner, eisenschüssiger Sandstein, der häufig schwarze Verwitterungsrinde zeigt. Die Konglomerate sind ziemlich feste Gesteine, sie liegen in Schichten von 1 bis 2 m Dicke, ebenso die Sandsteine. Die braunroten Schiefer dazwischen wechseln mit grauen, sandigen Schiefen. Auch sie sind ziemlich fest.

Fig. 15.



Profil durch das Tal von Zschau.

1 = Zug von Jehliczna. — 2 = Zug von Binina. — 3 = Zug von Krhova
(Pohoržberg). — 4 = Zug von Zschau.

Das südliche Ende des Dorfes Zschau ist in diesen Zug eingebettet. Im Dorfe selbst wird er unterlagert von normal südfallenden Schiefen. Am Pohoržberg am Nordende des Dorfes haben wir wieder den Zug von Krhova vor uns. Der unterste Teil des Abhanges entblößt bereits auf Wegen und Straßen einen hellgrauen, mürben, grobkörnigen Quarzsandstein und einzelne härtere Konglomeratbänke. Da-

zwischen erscheinen abermals einige dünne Schieferlagen. In dem großen Steinbruche am Pohoržberg außerdem mittel- bis feinkörnige, mächtige Sandsteinbänke ohne Kalkgehalt und von sehr bedeutender Härte. Auf der Unterseite dieser Bänke häufig riesige Hieroglyphen und Wülste. Auf der westlich dem Pohoržberg gegenüberliegenden Lehne befindet sich in der Fortsetzung dieser harten Quarzsandsteine ebenfalls ein größerer Steinbruch. Fallen der Sandsteine 45° gegen Süden mit leichter Neigung gegen SW.

Nördlich vom Pohoržberg breitet sich wieder ein fruchtbares Schieferniveau aus, worauf die Sandsteine und Konglomerate des Zuges von Binina folgen, dann abermals eine sumpfige Schieferdepression und endlich der Zug von Jehliczna am Abhang der Trojačka. Hier sehr reichlich vertreten die kleinkalibrigen Konglomerate, daneben hellgraue, auch gelbliche und rötliche mürbe Sandsteine.

Das Profil des Zschauer Tales entspricht vollkommen dem von Krhova, nur ist es um eine Antikline reicher (Zschauer Zug). (Fig. 15.)

5. Zubří, Stary Zubří, Pindula.

Das westliche Godulasandsteinmassiv (Jawornik—Trojačkagebirge) ist an einer in der Richtung Frankstadt Rožnau-verlaufenden Störung von der Hauptmasse losgetrennt und gegen Norden und Nordosten vorgeschoben worden. Es ist wohl im Vergleich zu dem schlesischen Massiv, zu dem auch noch das Smrk-Radhošťgebirge zu rechnen ist, verhältnismäßig bescheiden in seinen Dimensionen wie auch insbesondere in der ursprünglichen Mächtigkeit des Sandsteins. Wir erkennen dies in erster Linie an der wesentlich geringeren Breite des Zuges, die wir infolge des muldenförmigen Baues direkt zu konstataren in der Lage sind, während im schlesischen Massiv nur am Nordrand die liegenden Neokombildungen auftreten, die Südseite dagegen vom Senon der Istebner Schichten verdeckt ist. Die rasche Massenabnahme des Godulasandsteinmassivs in seinem westlichen Ausläufer und die dadurch verursachte geringere Widerstandsfähigkeit gab jedenfalls den letzten Anstoß zur Bildung der Blattverschiebung am Pindulapaß. Dies ist ein Detail aus der Phase der großen beskidischen Überschiebung.

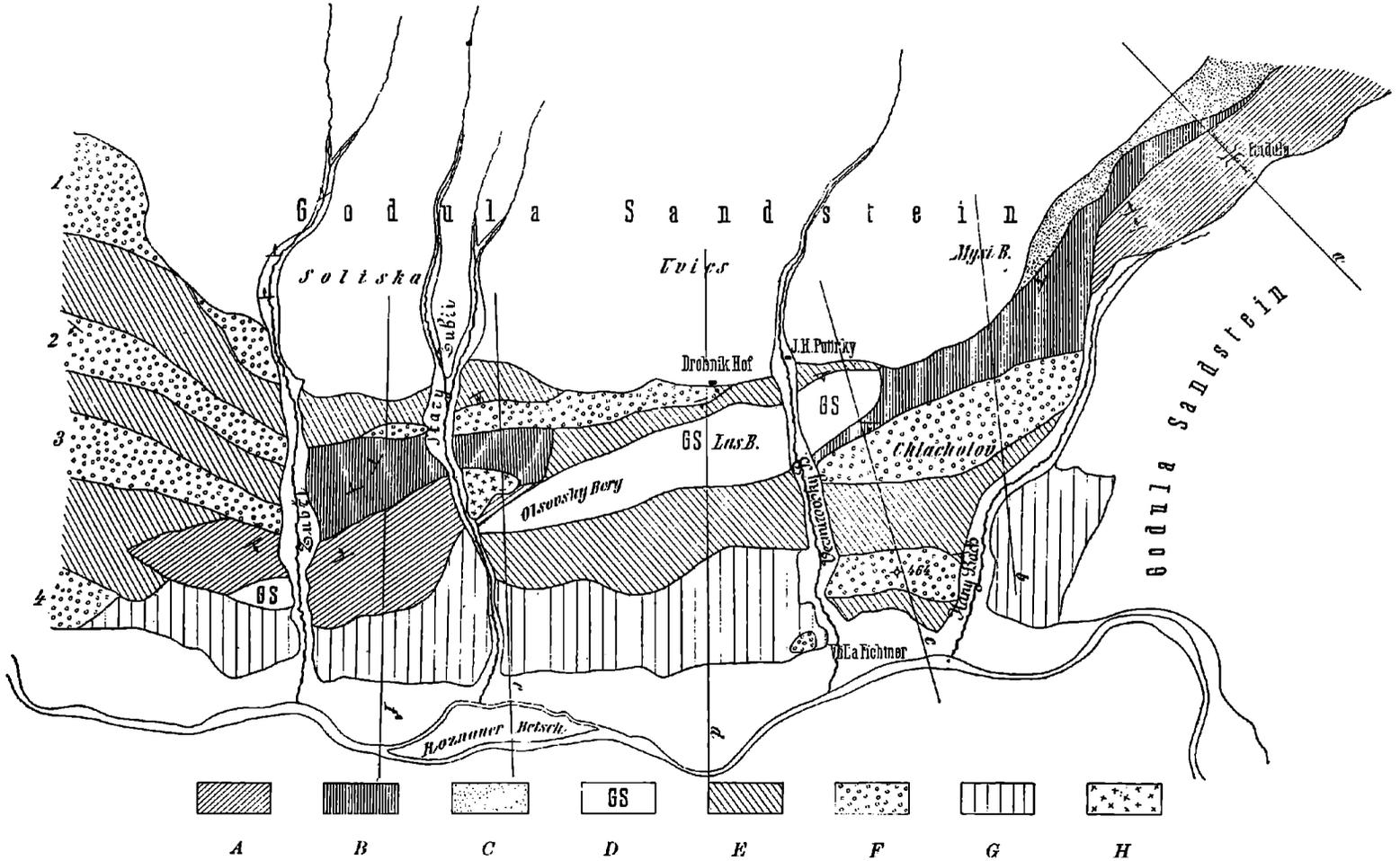
Das Jawornik-Trojačkamassiv ist, wie bereits angedeutet, muldenartig gebaut. Entlang dem ganzen Nordabhang wird der Godulasandstein regelmäßig unterteuft von Ellgoth und Wernsdorfer Schichten, vom Domoratzwald über Murk und Wernsdorf bis Bordowitz. Hier schwenkt die neokome Basis mit dem Godulasandstein ohne Unterbrechung gegen Süden herum und läßt sich in gleichbleibender Reihenfolge der Schichten über den Pindulapaß entlang dem Ost- und Südabhang mit bergwärts gerichtetem Einfallen bis nach Zubří verfolgen, wo das Neokom unter den Istebner Schichten verschwindet. Streckenweise ist am Südabhang des Jawornik (Uvies) der oberflächliche Zusammenhang der Ellgoth und Wernsdorfer Schichten durch Senonauflagerung unterbrochen, was nur als das Ergebnis tektonischer Vorgänge (Überschiebung), nicht aber als Transgression zu deuten ist.

Fig. 16. Geologische Detailkarte des Gebirgsstückes nördlich der Betsch zwischen Zubfi und Rožnau.

[50]

Dr. Heinrich Beck.

760



Erklärung zu Fig. 16.

1 = Sandsteinzug von Jehliczna. — 2 = Sandsteinzug von Binina. — 3 = Sandsteinzug von Krhova. — 4 = Sandsteinzug von Zaszau.

a, b, c, d, e, f = Profillinien.

A = Wernsdorfer Schichten. — *B* = Ellgothor Schiefer. — *C* = Ellgothor Sandstein. — *D* = Godulasandstein. — *E* = Istebner Schiefer. — *F* = Istebner Sandstein. — *G* = Terrassendiluvium. — *H* = Pikrit.

Der Pindulapaß ist eingeschnitten in NW fallende Wernsdorfer Schichten. Im Westen erhebt sich steil der Kiöeraberg (872·5 m), im Osten das 1130 m hohe Radhoštgebirge. Am Fuß des Kiöera herrscht vollkommen regelmäßige Lagerung. Über den Wernsdorfer Schichten folgen die kieseligen, von Hornsteinbändern durchsetzten schwarzen Ellgothor Schiefer, darüber die quarzitischen Ellgothor Sandsteine, sodann die auffallenden, häufig grellrot gefärbten Tone, welche zumeist als Basis des Godulasandsteins gefunden werden, und endlich dieser selbst. Sämtliche Schichten fallen gegen NW bis WNW, mäßig steil, zirka 20—30°.

Am Fuß des Radhošt grenzen die Wernsdorfer Schichten unmittelbar an Godulasandstein, der bei ungestörtem OW-Streichen, abgesehen von lokalen sekundären Faltungen, gegen Süden einfällt. Die Blattverschiebung ist orographisch bezeichnet durch das Tal des Kanipotok, der von der Pindula zur Betsch fließt und bei Rožnau mündet. Nördlich der Pindula ragt die vorgeschobene Jawornikmasse aus der von Wernsdorfer Schichten gebildeten Niederung als westlicher Abschluß des Frankstädter Kessels empor.

1½ km südwestlich der Paßhöhe verschwinden die Wernsdorfer Schichten. Die Ellgothor Kieselschiefer streichen jedoch in größerer Breite weiter um den Südfuß des Myšiberges herum, während die Ellgothor Sandsteine auskeilen. Die Schichtfolge ist demnach am Südfuß des Myšiberges auf die Ellgothor Schiefer im Liegenden und den Godulasandstein im Hangenden reduziert. Fallen mäßig steil bergwärts. (Paul hat die Schiefer südlich der Prindula irrig als Istebner Schichten gedeutet.)

Die Ellgothor Schiefer grenzen südlich zwischen Vermirowskytal und Kanital an die Sandsteine des Chlacholowberges.

Diese Sandsteine sind hellgrau bis bräunlich, etwas quarzitisch und enthalten mächtige Bänke von kleinkalibrigem Konglomerat. Es sind die typischen Istebner Sandsteine. Nach Süden folgt ein breiter Streifen rotbrauner, sandigtoniger, eisenschüssiger Schiefer, Istebner Schiefer, die unter 45° gegen Süden fallen, dann wieder ein kurzer Sandstein und Konglomeratzug (Punkt 464 der Spezialkarte) und abermals am Abhang gegen das Betschtal Schiefer.

Daß an dieses Schieferniveau sich südlich noch einmal Sandsteine anschließen, ist an einem aus typischem Istebner Sandstein bestehenden kleinen Hügel am Rande des Betschtales oberhalb des Rožnauer Kurparkes zu erkennen. An diesem Hügel steht die Villa Fichtner.

Fig. 17-21.

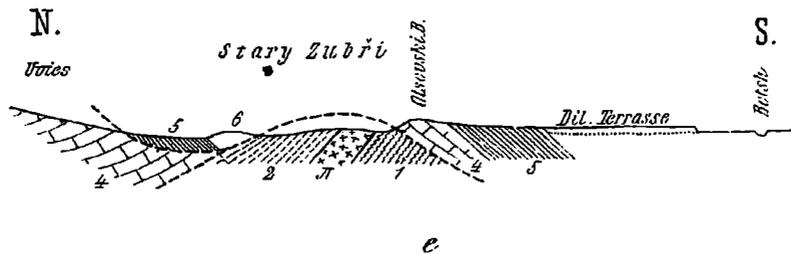
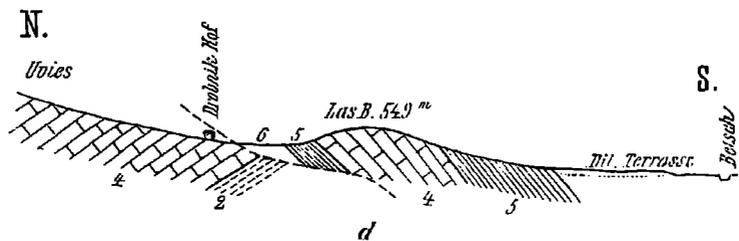
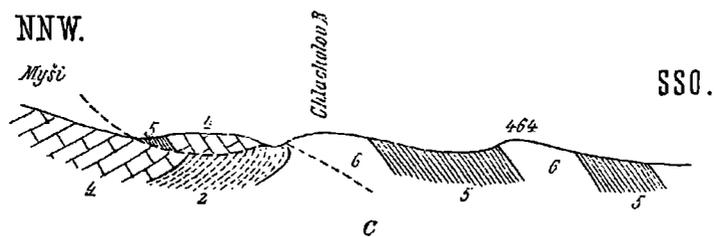
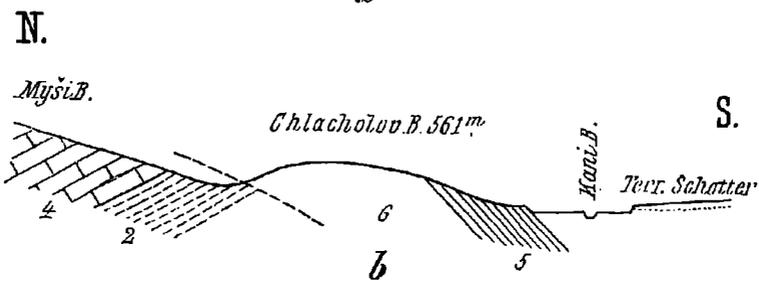
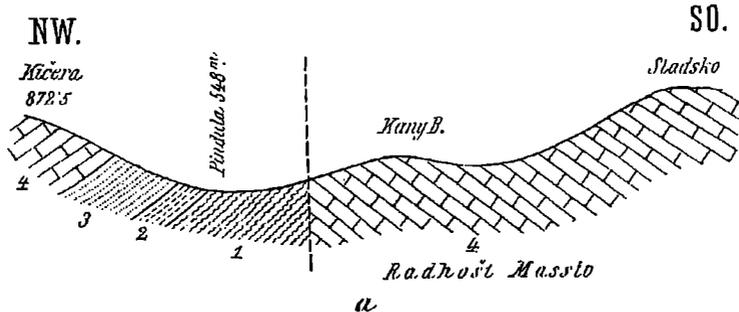
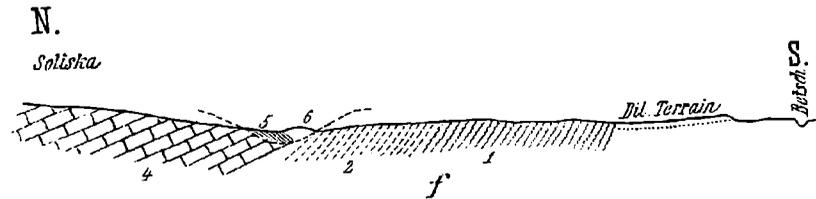


Fig. 22.



Erklärung zu den Profilen:

Fig. 17—22 sind Profile durch den Südost- und Südabhang des Javornik—Trojačkamassives zwischen der Pindula und dem Tal von Zubří nach den Profillinien *a—f* in der Detailkarte.

1 = Wernsdorfer Schichten. — 2 = Ellgothor Schiefer. — 3 = Ellgothor Sandstein. — 4 = Godulasandstein. — 5 = Istebner Schiefer. — 6 = Istebner Sandstein. — π = Pikrit.

In den Tälern des Kanibaches wie des Vermifowskybaches ist die Senonschichtfolge vorzüglich aufgeschlossen: die genannten drei Sandsteinzüge (Villa Fichtner, Hügel 464, Chlacholowberg) mit den dazwischenliegenden Schiefeln.

Auf der Seite des Vermifowskytales folgen auf die Istebner Sandsteine des Chlacholowberges in einem sehr schmalen Streifen die Ellgothor Schiefer (in einem kleinen Bachkolk aufgeschlossen eine offenbar sekundäre Verfaltung oder Stauung, abnormales Südfallen), dann graugrüne massige Sandsteine, welche eine auffallende Kuppe zwischen Chacholow und Mysiberg bilden. Zwischen diese Kuppe und dem Fuß des Mysiberges schaltet sich ein schmales Band der rotbraunen Istebner Schiefer ein. (Forsthaus Putirki.)

Diese letzteren übersetzen beim Forsthaus Putirki das Vermifowskytal, ebenso die Sandsteine der erwähnten kleinen Kuppe, welche zwischen dem Vermifowskytal und dem Tal von Stary Zubří den langgestreckten Rücken des Olsowskyberges bilden.

Dagegen haben die Istebner Sandsteine des Chlacholowberges keine westliche Fortsetzung, nur das südlich davon verlaufende Schieferband streicht zum Tal von Stary Zubří hinüber.

In den Sandsteinen des Olsowskyberges und der kleinen Kuppe östlich des Jagdhauses Putirki erkennen wir unschwer die charakteristischen Eigenschaften des Godulasandsteins. Es sind zumeist graugrüne, plattige, bankige und massige Sandsteine, denen grobkörnige und stellenweise konglomeratische Bänke beigemennt sind. Keinerlei Ähnlichkeit mit den Istebner Sandsteinen, zu welchen sie Paul gerechnet hat.

Am Nordabhang des Olsowskyberges finden wir eine langgestreckte schmale Depression, gebildet von den Istebner Schiefeln, die wir beim Jagdhaus Putirki beobachtet haben. Nördlich folgen auf dieses Schieferband beim Drobnikhof wieder Istebner Konglomerate und Sandsteine. Gerade unterhalb des genannten Gehöftes stehen

grobe Konglomerate an. Das Bindemittel ist ein fein- bis mittelkörniger, grauer Sandstein, die Gerölle sind wohlgerundet, faust- bis kopfgroß und bestehen aus verschiedenartigen kristallinen Gesteinen, roten und grauen, grobkörnigen Graniten, hellen glimmerigen Quarziten, Quarzphylliten und Gneißen. Bei Stary Zubří tritt zwischen diesem Sandsteinzug und dem Godulasandstein noch einmal Istebner Schiefer auf. Sämtliche Istebner Schichten fallen im Gegensatz zum Neokom und dem Godulasandstein südlich ein.

Zwischen dem Godulasandsteinzug des Olsowskyberges und den nördlich davon verlaufenden Istebner Schichten taucht bei Stary Zubří zu beiden Seiten dieses Tales der Südfügel der Godulasandsteinmulde mit den Ellgother und Wernsdorfer Schichten wieder empor, und zwar in derselben Reihenfolge der Schichten wie südlich des Pindulapasses. An der Grenze von Ellgother und Wernsdorfer Schichten tritt in der unmittelbaren Nachbarschaft des Olsowskyberges auch ein bedeutenderer Pikritstock auf.

Höchst instruktiv ist das Profil im Tal von Zubří. Auf der Höhe des Godulasandsteinzuges fallen die Schichten noch südlich ein, gegen Zubří zu jedoch, durch den Zubříbach mehrfach aufgeschlossen, sehen wir den Godulasandstein flach nördlich einfallen.

Er besteht hier aus plattigen graugrünen Sandsteinen mit zwischen- gelagerten sandig-tonigen und mergeligen dunklen Schieferbändern. Oberhalb des Dorfes Zubří wechselt das Einfallen der Schichten mehrmals infolge sekundärer Faltungen und Verschiebungen, die vielleicht mit der Anpressung und Aufschubung der Istebner Schichten in Zusammenhang zu bringen und als Stauchungserscheinungen zu deuten sind.

Die Schichten des Godulasandsteins, die im Bachbett bei Zubří aufgeschlossen sind, zeigen interessante Verwitterungs- und Auflösungs- vorgänge. Die festen Sandsteinbänke sind in prismatische Stücke und Platten zersprungen, zeigen aber noch vollkommen die ursprüngliche Zusammengehörigkeit. Durch die Lockerung des Gefüges entstand eine Längsausdehnung der Schichten, das Ganze folgte ähnlichen Gesetzen unter dem Einfluß des fließenden Wassers wie der Schotter und wurde wie dieser intensiv geschleppt und gestaucht. (Diese „rezenten“ Erscheinungen haben mit den oben genannten „tektonischen Stauchungen“ nichts zu tun.)

Am oberen Ende des Dorfes quert man erst die südfallenden Sandsteine und Schiefer der Istebner Schichten, dann erscheinen auf dem niedrigen Rücken, der die Täler von Zubří und Stary Zubří trennt, ziemlich steil nördlich fallende Ellgother und hierauf Wernsdorfer Schichten, deren Südrand von Diluvium verdeckt ist. Am Westgehänge des Zubřítales dagegen queren wir vom Godulasandstein angefangen ebenso wie in Zschau die Falten der Istebner Schichten, erst den Sandsteinzug von Jehlizna, dann den von Binia und zuletzt den Zug von Krhowa und dazwischen die entsprechenden Schiefer- niveaus. Erst am Südende des Dorfes Zubří, unmittelbar anstoßend an den Sandsteinzug von Krhowa, erscheinen auch am westlichen Talgehänge typische Wernsdorfer Schichten, welche die Fortsetzung der oben genannten, östlich von Zubří liegenden bilden, und zuletzt

als Fortsetzung des Godulasandsteins vom Olsowskyberg auch dieser in einem steilen kegelförmigen Denudationsrelikt.

Wie schon eingangs erwähnt, gehört das eben beschriebene Gebiet zu den tektonisch kompliziertesten nicht bloß der Istebner Zone, sondern der ganzen Beskiden. Allerdings handelt es sich hier nur um lokale Erscheinungen, aber gerade aus der Detailkenntnis solcher Gebiete ergeben sich die wichtigsten Anhaltspunkte für die Erforschung des noch rätselhaften Mechanismus der großen allgemeinen Bewegungen der Flyschzone, in erster Linie der beskidischen Überschiebung.

In kurzer Zusammenfassung läßt sich das Beobachtete folgendermaßen wiedergeben: Eine flache Mulde von Godulasandstein, regelmäßig unterlagert von Ellgoth- und Wernsdorfer Schichten; südlich anschließend ein weiterer kleiner Zug von Godulasandstein (Olsowskyberg). Über dem Südflügel der Mulde Denudationsrelikte von ziemlich steil südfallenden Istebner Schichten.

Vor allem müssen wir uns über die Frage klar werden, in welchem tektonischen Verhältnis der kleine Godulasandsteinzug des Olsowskyberges zur Hauptmasse steht. Leider mangeln gerade in diesem Gebirgsstück entsprechende Aufschlüsse. Die Fallrichtung bleibt infolgedessen ungewiß. Östlich oberhalb des Jagdhauses Putirki ist möglicherweise noch ein Zusammenhang mit dem Godulasandstein des Myšiberges vorhanden. Auch wird der sekundäre Godulasandsteinzug hier noch von Ellgoth Kieselschiefern unterlagert (nördlich vom Chlacholowberg).

Die nächste Stelle, wo zwischen dem Olsowskyzug und dem Neokom eine Berührung stattfindet, ist bei Sary Zubří. Hier aber liegt das Neokom nördlich, die Sandsteine des Olsowskyberges grenzen unmittelbar an Wernsdorfer Schiefer, die in einem kurzen Seiten-graben gut zu sehen sind. Ebenso grenzt der Godulasandstein des vorher erwähnten kegelförmigen Denudationsreliktes am Südende des Dorfes Zubří direkt an Wernsdorfer Schichten.

Die Wernsdorfer Schichten bilden nun mit den Ellgoth- und Godulaschichten der Hauptmasse bei Zubří und Sary Zubří eine untrennbare Einheit, folglich kann der Kontakt zwischen den Wernsdorfer Schichten und dem Godulasandstein des Olsowskyberges nur tektonischer Natur sein, höchstwahrscheinlich eine Verwerfung.

Das Auffallendste dabei ist jedoch das Verhältnis der Ellgoth- Schichten zu diesem Olsowskyzug nördlich vom Chlacholowberg. Hier liegt eben Neokom auch südlich des Olsowskyzuges. Es wäre nun zu denken, daß von der Verwerfung auch ein Teil der Ellgoth- Schichten nördlich vom Chlacholowberg betroffen wurde.

Passender scheint uns aber in Anbetracht der starken Anpressung und des Vorschubes der jüngeren Istebner Schichten die Vorstellung, daß der an einer Verwerfung stehen gebliebene Godulasandsteinzug des Olsowskyberges mit den ihn umhüllenden Istebner Schichten auf den Südrand der großen Mulde wenigstens in seinem östlichen Teil (Vermiřowskytal, Putirki) aufgeschoben wurde.

Und nun das Verhältnis der Istebner Schichten zur Mulde. Wir haben im Tal von Zubří gesehen, daß der Godulasandstein flach nach Norden fällt, ebenso das Neokom, dieses allerdings je weiter nach Süden, um so steiler. Während in den Ellgothor Schiefern bei Zubří an einer Stelle ein Einfallen gegen NW unter 40° konstatiert wurde, fand sich in den Wernsdorfer Schiefern bereits ein solches von $50-60^\circ$. Die nachgiebigen Schiefer wurden demnach bei der Anpressung an den Godulasandstein wesentlich steiler emporgepreßt als dieser.

Wären nun die an der Grenze des Godulasandsteins und des Neokoms im Bereiche des Muldensüdflügels gelegenen Istebner Schichten an Ort und Stelle transgredierend abgelagert worden, so müßten sie in ihrer Tektonik doch irgendeine Abhängigkeit vom Bau des Untergrundes aufweisen und könnten nicht, wie es der Fall ist, ihr regelmäßiges südwärts gerichtetes Verflächen bewahrt haben, ohne wenigstens sekundäre Stauungs- und Faltungerscheinungen zu zeigen. Sie fallen bei Zubří und Sary Zubří unter zirka 45° südlich, ebenso bei Drobnikhof und Putirki. Sonst sehen wir durchweg deutliche Abhängigkeit der Istebner Schichten vom Bau des älteren Kreidegebirges. Gewiß ist eine solche auch in der Doppelmulde des Domoratzwaldes vorhanden. Ein anderes großartiges Beispiel hierfür liefert die Gegend des Olsatales zwischen Jablunkau und Bistritz in Schlesien.

Wir wollen durchaus nicht die Möglichkeit einer Transgression der Istebner Schichten über dem Südrand der schlesischen Neokom-Gaultinsel damit in Abrede stellen. Es wird sich sogar bei Besprechung des Ostrawitzaprofils Gelegenheit bieten, dieser Auffassung in gewissem Sinne das Wort zu reden. Aber gerade hier im Süden sind die ursprünglichen Ablagerungsverhältnisse durch tektonische Vorgänge derart verwischt, daß bisher herzlich wenig Positives darüber gesagt werden kann. Und eben, weil die Vorherrschaft tektonischer Erscheinungen so sehr in die Augen springend ist, anderseits auch das Profil von Zubří nur sehr gezwungen durch Annahme einer transgressiven Ablagerung der Istebner Schichten in loco zu erklären wäre, halten wir auch hier an der tektonischen Auflagerung der Istebner Schichten im Sinne einer kurzen Anpressung und Auf- oder Überschiebung auf den Südflügel der großen Mulde fest.

Mit dieser Annahme harmoniert auch der im Domoratzwald beobachtete Vorschub des Westendes unserer Zone mitsamt seiner neokomen Unterlage und in unserem speziellen Fall, in der Gegend des Sary Zubří- und Vermířowskytales, das Verhalten des Olsowskyzuges, dessen tektonischen Charakter wir bereits vorweggenommen haben.

Noch bleibt aus der Gegend von Zubří ein Detail zu erwähnen. In der Fortsetzung des Olsowskyzuges erhebt sich westlich neben Zubří das bereits mehrfach erwähnte kegelförmige Godulasandsteinrelikt. Daran schließt sich nördlich ein kurzer Zug von Wernsdorfer Schichten der unter den Istebner Schichten emportaucht. Die Fallrichtung ist SSO gegen SO unter 50° , somit der desselben Zuges auf der anderen Talseite von Zubří konträr. Wir glauben diese Erscheinung auf eine Verwerfung zurückführen zu können, die parallel dem Tal von

Zubří verläuft und mit einer quer auf das Streichen gerichteten seitlichen Verschiebung der beiden Talseiten verbunden ist, was auch in der beigegebenen Detailkarte deutlich zum Ausdruck kommt. Auch das unvermittelte Abschneiden des Neokoms spricht dafür.

c) Die Istebner Schichten östlich von Rožnau im Quellgebiet der Rožnauer Betsch, des Čeladnabaches und der Ostrawitzka.

Eine ähnlich genaue Beschreibung dieses Teiles der Istebner Zone, wie sie im vorhergehenden für deren westliches Ende gegeben wurde, wäre ohne Beigabe einer geologischen Detailkarte durchaus unverständlich und daher vollkommen zwecklos. Irgendwelche besondere Komplikationen, wie sie am Westende zu beobachten sind, kommen in diesem Gebirgstheil nicht vor. Wir finden ebenso wie im Profil von Zschau über dem Godulasandstein südlich einfallende, regelmäßig verlaufende Züge von Schiefern und Sandsteinen von stets gleichbleibendem petrographischen und faziellen Habitus, genau so wie in der westlichen Fortsetzung die dunklen, rotbraun verwitternden, sandig-tonigen Schiefer mit Toneisensteineinlagerungen, die bald quarzitischen, feinkörnigen, bald harten, zuckerkörnigen und bald wieder mürben grobkörnigen Sandstein mit Konglomeraten und Blockanhäufungen und die so ausgezeichnet charakteristischen kleinkalibrigen Konglomerate. Alle Züge streichen untereinander fast durchweg parallel, seltener treten Stauungen einzelner Faltenpakete in Erscheinung. Dafür etwas häufiger lokale Virgation. Das Bemerkenswerteste ist die große Anzahl der übereinander folgenden Züge. 10 bis 12 Sandstein- und ebenso viele Schieferzüge sind in einzelnen Durchschnitten zu finden.

In der beigegebenen Übersichtskarte ist der Verlauf der Sandsteinzüge durch Striche angedeutet, die gleichzeitig eine Vorstellung der Morphologie des Gebirges vermitteln, indem die Sandsteinzüge durchweg langgestreckte Kämme bilden, zwischen denen, durch sumpfige Depressionen bezeichnet, die Schieferniveaus hinziehen. Auf diese letzteren sind fast durchweg die Siedlungen beschränkt.

Das ganze Gebirgsstück ist vorzüglich aufgeschlossen, fast jeder Bach und jede Rinne entblößt die Schichtköpfe der regelmäßig ziemlich steil gestellten Istebner Schichten. Trotzdem ist es nicht leicht, zu einem sicheren Urteil über den Bau dieser Zone zu gelangen, wie ich schon eingangs zu erwähnen Gelegenheit hatte.

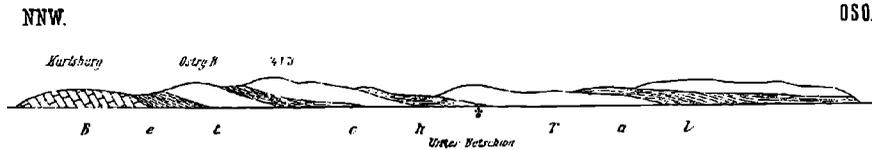
Wie schon einleitend bemerkt wurde, werden die Istebner Schichten nur selten von eigentlichen Längstälern durchschnitten. Selbst die Betsch, die in ihrem Oberlauf bis Rožnau ganz in der Istebner Zone verläuft, trägt durchaus nicht den Charakter eines Längstales, sondern durchschneidet schräg die einzelnen Faltenzüge, ohne daß man eine merkliche Beeinflussung ihres Verlaufes durch die Sandsteinzüge erkennen kann. Dabei ist es ein typisches Erosionstal.

Bei Rožnau hat die Betsch auch den Südfuß des Godulasandsteinmassivs durchschnitten, indem sie mit einer breiten und tiefen male-

rischen Furche den Karlsberg vom Radhošť abgetrennt hat. Über dem Godulasandstein des Karlsberges ist am Abhang gegen das Betschtal bei Unter-Betschwa ein schönes Profil der Istebner Schichten schräg zum Streichen angeschnitten. (Profil Rožnau—Solanetzal entlang der Betsch.) (Fig. 23.)

Die isolierte Godulasandsteinpartie des Karlsberges bei Rožnau zeigt steiles Südfallen, 45 bis 55°. Infolge des etwas bogenförmigen Verlaufes des Betschtales nähert sich dieses gegen OSO immer mehr dem Streichen des Gebirges, so daß die auf den Godulasandstein folgenden Istebner Schichten schließlich fast im Streichen angeschnitten werden. Die Neigung der Schichten ist verschieden, sie schwankt zwischen 30 und 70°. Die Schiefer zeigen die normale Beschaffenheit, dunkelbraunen und rotbraunen Überzug, sind stark sandig, etwas glimmerig. Die im Profil auftretenden Sandsteinzüge enthalten besonders viel Konglomerate, speziell die charakteristischen kleinkalibrigen Konglomerate sind reichlich vertreten (Ostry-Berg, Hutisko). Die

Fig. 23.



Das südliche Gehänge des Betschtales bei Unter-Betschwa.

Sandsteine führen stellenweise auch Einlagerungen eines hellgrauen, sandigen Mergels sowie häufig Zwischenlagen der typischen braunen Istebner Schiefer.

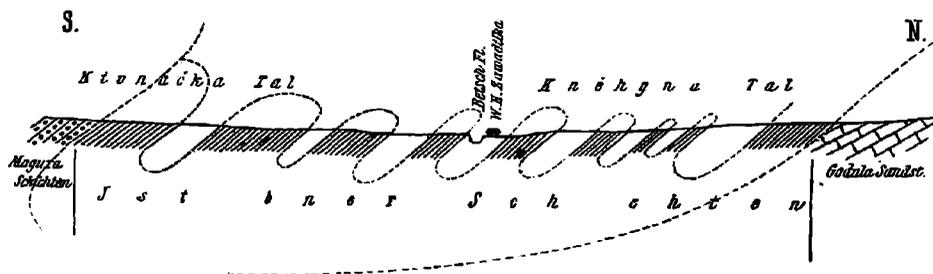
Es sei bei Besprechung dieses Profils gleich eine Angabe Pauls richtiggestellt, die sich auf den Südabhang des Hutiskoberges bezieht. Paul erwähnt die hier auftretenden Konglomerate und gibt an, daß die Kirche von Hutisko darauf erbaut sei. Demgegenüber sei festgestellt, daß die Konglomerate ziemlich weit oberhalb der Kirche vorbeistreichen und der ganze Südabhang des Berges aus den Schiefer der Istebner Schichten besteht.

Ein sehr instruktives vollständiges Profil durch die ganze Zone der Istebner Schichten senkrecht auf das Streichen ist unter anderem auch jenes durch das Kněhynatal quer über die Betsch und in gerader südlicher Richtung weiter durch das Kivnačkatál in die Zone der Maguraschichten. (Profil durch die Täler des Kněhyna- und Kivnačkabaches.) (Fig. 24.)

Das Profil bedarf keiner besonderen Erklärung. Es sei nur im besonderen hervorgehoben, daß es vom Godulasandstein bis zur Betsch vollkommen identisch ist mit dem des westlich benachbarten, parallel dazu verlaufenden Tal von Bačov und daß die in der Zeichnung weiß gelassenen Sandsteinzüge sich in dem die beiden Täler trennenden

Höhenzüge von Jezowec vorzüglich markieren, indem sie steile, schmale, steinige Kämme bilden, die fast durchweg mit Birken bewaldet sind: In den Schieferriveaus sind Feld- und Wiesenkulturen angelegt. Während der graugrüne plattige Godulasandstein unter 25 bis 30° nach Süden einfällt, sind die Istebner Schichten wesentlich steiler

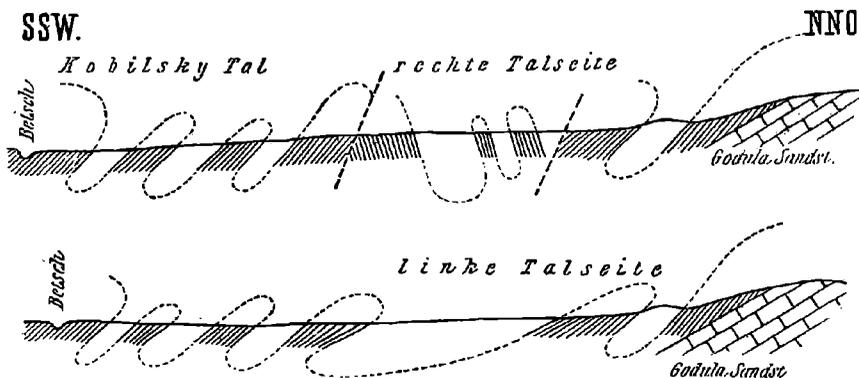
Fig. 24.



Querprofil durch die Zone der Istebner Schichten beim Wirtshaus Zavádilka in Mittel-Betschwa entlang den Tälern der Kněhyna und Kivnačka.

gestellt, ihre Neigung beträgt 45 bis 60°. Südlich der Betsch, im Kivnačkatal sind die Schieferzonen etwas breiter, es ist die Fortsetzung des Gebirges von Hutisko, wo die Schiefer durchweg eine

Fig. 25 und 26.



Parallelprofile durch die Istebner Schichten zu beiden Seiten des Kobilskýbaches nach den Aufschlüssen an den beiderseitigen Gehängen und in der Talsohle.

ziemlich ansehnliche Mächtigkeit aufweisen. Auch hier steiles Südfallen 45 bis 65°. Mit ungefähr gleicher Neigung folgen darüber die hellgrauen und bläulichgrauen Sandsteine der Maguraschichten.

Das Profil erweckt den Eindruck einer großen, in sich sekundär eng gefalteten und gegen Norden überschlagenen Mulde.

Durch Verwerfungen kommt es bei Ober-Betschwa am Červenec zu einer unwesentlichen Komplikation. Die rechte und linke Talseite des östlich von diesem Berg verlaufenden Quertales des Kobilskybaches stimmen nicht im Bau überein, wie aus den folgenden Profilen zu ersehen ist. Auch auf der Übersichtskarte ist diese Stelle gerade nördlich von Ober-Betschwa zu erkennen. Es scheint, daß gerade die Faltenzüge des Červenec an der Seite des Kobilskytales stärker deformiert sind. Sie verlassen in auffallender Weise die normale OW-Streichrichtung und sind unter einem Winkel von 60 bis 70° gegen SSO abgelenkt. Auch sekundäre Längsverwerfungen dürften in diesem Profil eine Rolle spielen. (Profil durch die rechte und linke Seite des Kobilskytales.) (Fig. 25 und 26.)

Der untere Teil des Kobilskytales ist vollkommen ungestört, wie an dem ruhigen Verlauf der ersten drei Faltenzüge zu erkennen ist. Dann aber treten auf dem rechten Ufer des Baches am Fuß eines vom Červenec herunterziehenden Rückens NNW streichende bankige Sandsteine auf, die auch noch am linken Ufer des Baches zu sehen sind. Das regelwidrige Streichen entspricht vollkommen dem Verlauf des genannten Rückens sowie der beiden nordöstlich folgenden im Oberlauf des Tales. Das Fallen ist mäßig steil gegen ONO, also gleich dem Streichen entgegen der allgemeinen Regel. Es folgt auf diese normale kurze Störungszone wieder eine vollständige Mulde vor der Godulasandsteingrenze. Die linke Talseite (Abhang des Kobilskyberges) ist dagegen vollkommen normal gebaut. Die Breite des einen Sandsteinzuges erklärt sich wohl hauptsächlich aus der etwas flacheren Lagerung von zirka 30°.

An der Ostseite des Kobilskyberges bietet das tief eingeschnittene Mečuvkatal prächtige Aufschlüsse. Das Profil ist ganz übereinstimmend mit dem des linken Gehänges im Kobilskytal, nur quert es in seinem untersten Teil noch eine Falte mehr als dieses, da hier die Betschfurche weiter südlich gelegen ist.

Von der Mündung des Solanbaches unterhalb Hutisko bietet das Betschtal durchweg ebenso wie unterhalb auf der Strecke Solanbach—Rožnau vortreffliche Aufschlüsse. Erst verläuft es bei Mittel-Betschwa eine kurze Strecke als Längstal in einem Schieferniveau, dessen beträchtliche Breite sich dadurch erklärt, daß die drei Sandsteinzüge, welche in dem Profil durch das Kněhyna- und Kivnačkatal beim Wirtshaus Zawadilka und unmittelbar südlich davon noch vorhanden sind, durch Ausheben in die Luft verschwinden, ohne daß damit irgendeine Störung verbunden wäre. Es handelt sich hier offenkundig um einzelne parallele Schiefer-Sandsteinmulden, die bald tiefer, bald seichter sind, so daß stellenweise bei tiefergehender Erosion auf den umliegenden Höhen noch vorhandene Muldentteile (Sandstein) in den Tälern bereits abgetragen sind.

Gerade bei der Mündung des im vorhergehenden bereits erwähnten Tales von Bačov in Mittel-Betschwa zeigt sich, wahrscheinlich durch eine lokale Verwerfung bedingt, verworrene Lagerung der im Flußbett angeschnittenen Schiefer, doch konnte diese Störung weder

nach Norden, ins Bačovtal, noch nach Süden, gegen Pod Grunem weiter verfolgt werden.

Vom Wirtshaus Zawadilka. aufwärts durchschneidet die Betsch wieder vollkommen regelmäßig in schräger Richtung die ganze südliche Serie der Faltenzüge, von denen bereits einige in den oben gezeichneten Profilen durch das Kobilsky- und Mečůvkatal dargestellt wurden. Auf der Übersichtskarte kommt dies deutlich zum Ausdruck. Der petrographische Charakter der Schiefer und Sandsteine bleibt immer derselbe, auch die charakteristischen Konglomerate sind reichlich zu finden.

Bei Bečvica quert die Betsch noch die südlichsten Istebner Falten, ihre Quellen liegen bereits in der Zone der Maguraschichten, am Nordabhang der Visoka (1024 m). Knapp unterhalb der Wasserscheide zwischen Betsch und Bila (Quellfluß der Ostrawitza) betritt man ein Niveau von plattigen und bankigen Sandsteinen mit reichlichen Schieferzwischenlagen. Die Sandsteine sind mittel- bis feinkörnig, von zahlreichen Spatadern durchsetzt, grau und bläulichgrau, in der Verwitterungsrinde bräunlich und gelblich; mitunter sind sie ziemlich hart, ab und zu erscheint ein schwarzer Überzug auf den Bruchflächen herrührend von *Mn* und *Fe*-Gehalt. Die Schiefer sind bläulich-schwarz und grauschwarz, tonig bis sandig-tonig, fast niemals rotbraun verwittert.

Diese Gesteine gehören nicht mehr zur Zone der Istebner Schichten und sind, wie aus dem Gesagten ersichtlich, auch leicht davon zu trennen. Sie bilden den Nordsaum der Magurazone und dürften dem Alttertiär angehören. Ihr Streichen ist hier ONO bis NO, das Fallen verschieden steil, 30 bis 60°.

Die Bila verläuft anfänglich in diesen Schichten, knapp vor dem Zusammenfluß mit dem Lučovecbach tritt sie jedoch nach einer Krümmung gegen NNO ebenfalls in die Zone der Istebner Schichten ein, quert einen Sandsteinzug und folgt fast bis zum Ostrawitzatal einem Schieferniveau, ein Längstal bildend.

Einen ausgezeichneten Einblick in den einförmigen Faltenbau der Istebner Schichten gewährt das Profil durch das Lučowetz- und Čeladnatale. Das Lučowetzatal ist mehrfach gewunden, eine kurze Strecke verläuft es im Streichen. Diese Stelle ist in dem folgenden Profil ein wenig schematisiert und durch einen darüber gesetzten Haken bezeichnet. Irgendwelche Komplikationen bietet das Profil an keiner Stelle, es herrscht durchweg gleichsinniges Streichen und Fallen. Nur im Neigungswinkel der Schichten zeigen sich naturgemäß lokale Differenzen.

Auf der Seite des Čeladnatales ist die scheinbar große Mächtigkeit der Schiefer auffallend. Doch findet sie hier ebenso leicht ihre Erklärung wie bei Mittel-Betschwa, da an den beiderseitigen Gehängen Sandsteinzüge auftreten, welche beweisen, daß auch diese breite Zone nur aus einer Reihe tief abgetragener zusammengelegter Mulden besteht. Die Grenze gegen den Godulasandstein ist leider im Čeladnatale nicht mit Sicherheit zu erkennen, da es an entsprechenden Aufschlüssen mangelt. Sie verläuft etwa über das Jagdhaus Podolanky. (Fig. 27.)

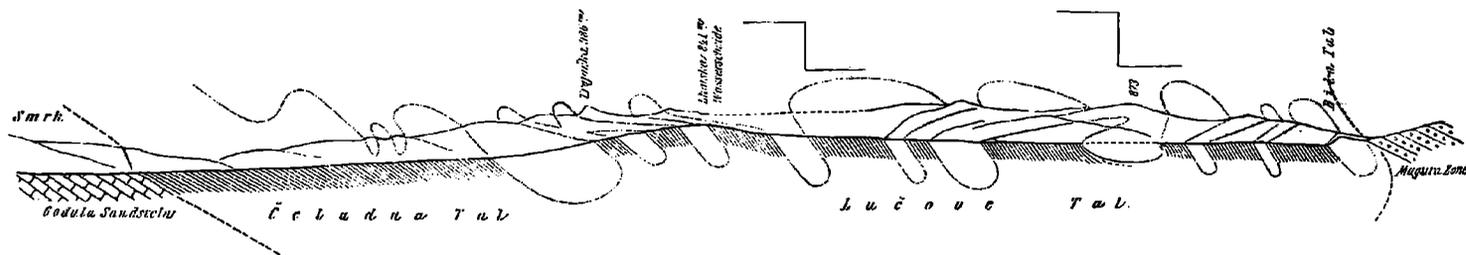


Fig. 27.

Querprofil durch die Zone der Istebner Schichten im Lučovec- und Ōeladnata.

(Die über dem Profil eingetragenen Winkelstriche bedeuten Talkrümmungen.)

Von ganz besonderem Interesse ist das Profil durch das Ostrawitzatal, welches in ununterbrochener Folge die denkbar günstigsten Aufschlüsse in den Istebner Schichten sowie im Godulasandstein bietet und dadurch wenigstens für dieses Gebiet das Verhältnis der beiden Zonen zu einander erkennen läßt. (Fig. 28.)

Während nördlich des Ržecicatales (Schanzen) an den Abhängen der Lysa hora und des Smrk sowie im Bett der Ostrawitzta selbst größtenteils der plattige oder massige, graugrüne Godulasandstein aufgeschlossen erscheint, zeigt sich bereits bei der Mündung der Ržecica ein stärkeres Hervortreten einzelner schiefrig-toniger Zwischenschichten von grauer bis bräunlichgrauer Färbung, die weiter gegen Süden talaufwärts immer mehr an Häufigkeit und Mächtigkeit zunehmen und sich auch in ihrem Habitus immer mehr dem Typus der Istebner Schiefer nähern. Es stellt sich gewissermaßen eine Übergangszone zwischen Godula- und Istebner Schichten heraus, bis man beiläufig bei der Mündung des Dudov- und Hrachovičankatales die typischen Istebner Schiefer erkennt. Doch läßt sich infolge des allmählichen Überganges sowie der vollkommen konkordanten Lagerung eine genaue Grenze beider Schichten nicht mit Sicherheit angeben. Man gewinnt unbedingt den Eindruck, daß sich die Istebner Schichten im Ostrawitzaprofil unmittelbar aus den höchsten Partien des Godulasandsteins entwickeln, ganz im Sinne einer kontinuierlichen Ablagerung.

Wenn nun an dieser einen Stelle eine ununterbrochene Sedimentation aus dem Godulasandstein in die senonen Istebner Schichten hinüberleitet, liegt es nahe, anzunehmen, daß dies durchweg der Fall gewesen sein müßte. Es steht nun aber keineswegs fest, daß dem Godulasandstein überall dieselbe vertikale Ausdehnung zukommt, denn wenn die Istebner Schichten Senon sind, müßte der Godulasandstein Gault, Cenoman und Turon vertreten, was bei seiner enormen Mächtigkeit im Ostrawitzagebiet nicht ausgeschlossen erscheint. Es ist vielleicht die Annahme berechtigt, daß wenigstens weiter im Westen, gegen das Ende dieser Zone zu, eine Unterbrechung der Sedimentation zwischen Gault oder Cenoman und dem Senon stattgefunden hat, was mit der geringeren Mächtigkeit dieses Teiles des Godulazuges erklärt werden könnte. Wir konnten westlich vom Ostrawitzatal nirgends eine ähnliche Übergangszone konstatieren, die Grenze zwischen Istebner Schichten und Godulasandstein ist überall deutlich markiert und wohl größtenteils tektonischer Natur.

Diese Fragen zu lösen ist jedoch leider nur möglich auf Grund von glücklichen Fossilfunden. Vollgültige Beweise dürften von der weiteren Detailaufnahme kaum zu erwarten sein, da sie eben wahrscheinlich, wie in unserem Falle, nur für eine bestimmte Gegend oder ein einzelnes Profil, nicht aber für die ganze Zone zu ermitteln sein dürften.

Sonst ist über das Profil durch das obere Ostrawitzatal nichts Besonderes zu sagen. Durch flache Lagerung sowie Ausheben einzelner Sandsteinzüge haben sich auch hier breitere Schieferniveaus gebildet (Welky, Althammer). Desgleichen scheint die außergewöhnliche Breite der nördlichsten Sandsteinpartie (Kičeraberg 656 m), an deren Abhang die Kirche und das Dorf Althammer stehen, durch

Vereinigung mehrerer schmaler Züge gebildet zu sein, die in der südwestlichen Fortsetzung im Streichen der Sandsteine des Kičera gelegen sind. Der ursprüngliche Zusammenhang ist bei Samčanka und Loikašanka durch Empортаuchen der liegenden Schiefer unterbrochen.

Oberhalb Althammer quert die Ostrawitzta weiter die ganze Serie der Istebner Falten. Bei Tichanec findet in einem breiten Sandsteinniveau der Zusammenfluß der beiden Quellbäche Bila und Černa statt. Gleich westlich von dieser Stelle tritt eine Spaltung des Sandsteinzuges auf, indem sich ein Keil von Schiefeln einschleibt: eine gegen Osten untertauchende Falte, deren Vorhandensein im beifolgenden Profil durch eine Punktlinie angedeutet ist.

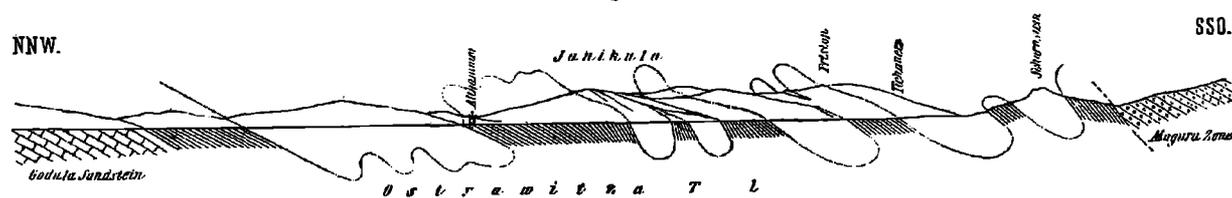
Durch ein schmales Schieferband getrennt, erhebt sich südlich von Tichanec der Schornstein (702 *m*), dessen felsiger Gipfel die Sandsteine mit Konglomeraten der Istebner Schichten aufweist. Er hängt mit der Skalka (684 *m*) zusammen, die gleich ihm in steiler Felswand gegen das Černatal abbricht. Im Lazenskabach, der die beiden Berge voneinander scheidet, sind die Sandsteine gut zu sehen. Es folgen dann noch unter 50° südfallende Istebner Schiefer und darüber beim Wirtshaus Barani die Maguraschichten.

Wesentlich mitbestimmend für meine Auffassung vom Bau der Istebner Zone waren die Beobachtungen im Černiktal, das von den Abhängen des Berges Trojačka in ONO-Richtung zum Ostrawitzatal führt, wo es gegenüber von Althammer ausmündet. Da die Falten der Istebner Schichten in dem Gebirgsstück zwischen Čeladna- und Ostrawitzatal NO bis NNO streichen, bildet das Černiktal ein Quertal, in dem eine Reihe von Faltenzügen schräg durchschnitten wird. (Fig. 29.)

Unterhalb des Jagdhauses Samčanka, gegenüber von Althammer stehen am Steilufer des Černikbaches unter 30° SO fallende Istebner Schiefer an. Südlich vom Gehöft Lojkašanka streichen die Schiefer NNO und stehen fast senkrecht, doch ist eine Neigung gegen OSO bemerkbar (Punkt 540 *m*). Am südlichen Gehänge des Tales hebt sich ein spitz zulaufender Sandsteinzug in die Luft aus, er ist im Profil durch eine in der Luft mit Punktlinie angezogene Mulde angedeutet. Die Schiefer zeigen dann steiles WNW-Fallen; an einer Stelle knapp vor dem nächstfolgenden Sandsteinzug wurden 60° als Neigungswinkel ermittelt. Es folgen mit gleichem Einfallen die eben genannten Sandsteine, die eine aufrechte Mulde bilden, indem sie am Westrand des Zuges wieder südöstliches Fallen aufweisen. Sie werden von 40° SO fallenden Schiefeln unterlagert. Bis zum Trojačkgipfel (986 *m*) quert das Tal noch weitere drei Sandstein-Schieferzüge, die wieder das regelmäßige SO-Fallen aufweisen. Da keinerlei Ursache vorhanden ist, im Černiktal eine Störung (Verwerfung) anzunehmen, wie sich auf den ersten Blick auf der geologischen Karte erkennen läßt, kann es sich nur um eine normale, aufrechte Mulde handeln, als welche diese Partie auf dem Profil (Fig. 29) dargestellt ist.

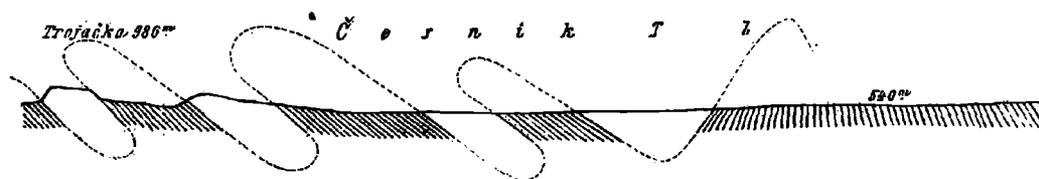
Das Istebner Gebirge östlich der Ostrawitzta ist ganz analog dem bisher beschriebenen Teilen gebaut. Es sei nur speziell darauf hingewiesen, daß es wesentlich weiter nach Süden reicht, als die

Fig. 28.



Profil durch das obere Ostrawitztal bei Althammer.

Fig. 29.



Profil durch das Černíktal im Revier Samčanka bei Althammer.

Paulsche Übersichtsaufnahme des Kartenblattes Vizoka Mako—Kisuća Ujhely angibt. Paul bezeichnet die Sandsteine und Schiefer südlich des Černatales bereits als Magura-, resp. obere Hieroglyphenschichten. Welches Charakteristikum diesen letzteren von Paul am Nordrand der Magurazone ausgeschiedenen Schichten zukommt, habe ich bereits bei der Besprechung der Gegend oberhalb Bečvica, dem Quellgebiet der Betsch und des Bilabaches ausführlich dargelegt. Dieses trifft aber durchaus nicht auf die Schiefer südlich der Černa zu, es sind die typischen braunroten, innen schwärzlichen, tonig-sandigen und glimmerigen Istebner Schiefer mit Sphärosideriten. Ebenso wie nördlich der Černa verlaufen in ihnen die langgestreckten schmalen Sandsteinzüge, bestehend aus harten Sandsteinbänken und, was besonders hervorgehoben sei, auch aus den auffallenden kleinkalibrigen Konglomeraten, die in solcher Ausdehnung und Mächtigkeit nur den Istebner Schichten eigentümlich sind. Ich konnte sie noch unmittelbar am Gehänge des Kornicatales bei Rigosčanka und Samajovce auffinden, wo sie fast allein einen langen Höhenzug zusammensetzen. Im Kornicatale treten noch typische Istebner Schiefer auf, darüber erst folgen die von mir den Maguraschichten vorläufig zugerechneten Schiefer und Sandsteine, die aus Bečvica und dem oberen Bilatal beschrieben wurden.

Am linken Gehänge des N—S verlaufenden Predmirtales, das nach Turzovka hinunterzieht, fand ich als Basis der Maguraschichten jene grellroten Tone, welche Uhlig in Schlesien und Galizien als Belovezaschichten bezeichnet hat. Sie scheinen vom Predmirtal angefangen gegen Osten ziemlich kontinuierlich fortzustreichen und sind noch am Jablunkapaß an der Grenze der Istebner Schichten und der Magurasandsteine der Gyrova zu finden. Im Liskytal, oberhalb Jablunkau am NW-Abhang des genannten Berges, sind sie wieder vorzüglich aufgeschlossen, desgleichen bei den Jablunkauer Schanzen.

Es ist sicher, daß wir in diesen roten Tonen, die ich als Belovezaschichten nach Uhlig's Vorbild anzusprechen keinen Anstand nehme, die Basis der nächstinneren Zone, der sogenannten Magma-schichten vor uns haben. Somit haben wir außer dem petrographischen Habitus der Gesteine zwischen Černa und Kornica ein weiteres Beweismittel, diese letzteren noch als Istebner Schichten anzusprechen.

Über das Predmirtal nach Osten wurde bisher die Detailgliederung der Istebner Schichten nicht fortgesetzt. Ebenso steht diese am Südrand des Kartenblattes Teschen—Mistek—Jablunkau noch aus. Doch konnte bei mehreren Orientierungstouren das Fortstreichen der einzelnen Faltenzüge eine Strecke weit verfolgt werden.

d) Die nördliche und südliche Grenze der Istebner Schichten.

Die Grenze der Istebner Zone gegen den Godulasandstein haben wir bereits im vorhergehenden zur Genüge kennen gelernt. Es sei nur im kurzen rekapituliert:

In Schlesien (Ostrawitzgebiet) liegen die Istebner Schichten konkordant auf dem Godulasandstein. Westlich davon (wahrscheinlich schon am Südrand der Kniehyna) ist die für das Ostrawitzgebiet

bezeichnende Übergangszone nicht mehr vorhanden, die Grenze der Istebner Schiefer und des Godulasandsteins ist sehr scharf ausgeprägt, auch herrscht gewöhnlich verschiedenes Einfallen beider Gesteine, indem die Istebner Schichten steiler aufgerichtet sind. Westlich von Rožnau und des Pindulapasses erscheint intensive Anpressung der letzteren gegen den Godulasandsteinzug des Frankstätter Javornik und der Trojačka, die bei Zubří sogar in eine kurze Überschiebung übergeht. Ebenso tektonischer Natur ist das Vordringen der Istebner Schichten im Domoratzwald über das Westende des Godulasandsteinzuges nach N und NNO bis Hostaschowitz und Hotzendorf.

Haben wir somit den größten Teil der Nordgrenze der Istebner Zone als tektonische Grenze erkannt, so zeigen sich gegen die Maguraschichten, also an der südlicheren Grenze ganz analoge Erscheinungen.

An der Grenze selbst mangeln allerdings zumeist entsprechende Aufschlüsse. Dafür aber bietet sich im Verlauf der Istebner Sandsteinzüge ein untrügliches Mittel, das tektonische Verhalten der beiden Zonen zueinander zu erkennen.

Auf der Übersichtskarte kommt dies deutlich zum Ausdruck. Besonders in dem Gebirgsstück östlich von Bečvica sieht man die Sandsteinzüge der Istebner Zone schräg gegen die Maguraschichten streichen. Die Istebner Falten werden speziell bei Bečvica in auffallender Weise von letzteren abgeschnitten, an anderen Punkten wieder gestaut und parallel dem Streichen derselben abgebogen oder auch geknickt.

Die starke Verschmälerung der Istebner Zone westlich von Bečvica und das dadurch bedingte enge Zusammendrängen der einzelnen Faltenzüge ist sicherlich nur auf Rechnung des Andrängens der Magurazone zu setzen. Bei Rožnau werden die Istebner Falten wiederum von den Maguraschichten schräg abgeschnitten.

Westlich von Rožnau verdeckt das Alluvium der Betsch die weitere Grenze.

Während also das Streichen der Istebner Falten zum allergrößten Teil nicht mit dem Verlauf der Grenze übereinstimmt, sehen wir die verschiedenen Bildungen der Maguraschichten, abgesehen von einzelnen durch Erosion bedingten Ausnahmen, durchweg parallel der Grenze hinziehen. Es kann sich somit also auch hier nur um eine tektonische Grenze handeln. Inwieweit eine Aufschiebung der Maguraschichten auf die Zone der Istebner Schichten erfolgte, ist bisher noch nicht mit Bestimmtheit anzugeben, da die betreffenden Untersuchungen erst im Gange sind. Das eine ist jedoch jetzt schon zu sagen, daß eine Überschiebung der Maguraschichten im Sinne einer eigenen Decke nicht vorzuliegen scheint. Es dürfte sich im allgemeinen um ähnliche Erscheinungen handeln, wie sie an der Istebner—Godulagrenze bei Zubří auftreten. Doch sind, wie gesagt, diese Fragen gegenwärtig noch nicht spruchreif und sind erst weitere Detailstudien zu ihrer Lösung erforderlich.

In kurzem lassen sich die bisher gemachten Beobachtungen in den Istebner Schichten westlich des Jablunkauer Passes folgendermaßen zusammenfassen:

Die Istebner Schichten gehören dem Senon an. Sie bestehen aus Schiefen und darüberliegenden Sandsteinen und Konglomeraten und sind in eine große Anzahl paralleler, gegen N überkippter Falten gelegt. In der Umgebung des Ostrawitzatales liegen sie ohne Ablagerungslücke konkordant über dem Godulasandstein, der dementsprechend bis an die untere Senongrenze reichen dürfte, während in den westlich davon gelegenen Gebieten tektonischer Kontakt zwischen Godula- und Istebner Schichten herrscht, indem diese auf jene aufgeschoben und sogar überschoben sind (Zubří). Am Westende des Godulasandsteinzuges wurden die Istebner Schichten samt der neokomen Unterlage vorgeschoben und in letztere eingefaltet (Domoratzwald).

Die Grenze der Istebner Zone sowohl gegen den Godulasandstein wie auch gegen die Zone der sogenannten Maguraschichten ist größtenteils tektonischer Natur. Wie die Istebner Schichten auf den Godulasandstein teilweise aufgeschoben sind, werden sie selbst wieder von den Maguraschichten mit allen Erscheinungen einer Aufschubung überlagert.

III. Anhang.

Zone der sogenannten Maguraschichten.

Unter dieser Bezeichnung fasse ich vorläufig jenen Schichtenkomplex zusammen, der das Gebirge zwischen den Istebner Schichten im Norden und dem Waagtalklippenzug bildet. Da die Untersuchungen über diese Zone verschiedenartiger Bildungen noch nicht zum Abschluß gebracht werden konnten, sei vorläufig nur das Wichtigste der bisherigen Ergebnisse der Detailaufnahme hier festgehalten.

Wie ich bereits in den Verhandlungen unserer Anstalt¹⁾ mitgeteilt habe, gelang es mir, an mehreren Punkten bezeichnende Fossilien aufzufinden. Nummuliten führende Schichten traf ich bei Jarzowa, südlich von Wall.-Meseritsch, ferner bei Střitesch in einem kleinen Graben knapp vor dessen Ausmündung in das Betschtal gegenüber von Zschau, sowie endlich bei Rožnau östlich vom Berge Hradisko oberhalb des Rožnauer Brauhauses.

Die genannten drei Fundstellen paläogener Fossilien liegen am Nordfuß eines hohen, einheitlichen Sandsteinzuges, in dem, wie bereits in dem zitierten Sitzungsbericht angegeben, oberkretazische Fossilien nachgewiesen wurden. Ich fand bei Chwalczow, südlich von Bistritz am Hostein, in einer Breccien- und Konglomeratbank dieses Sandsteinzuges *Rhynchonella* *cf.* *compressa* *Sow.* und erhielt von der Bauleitung der im Bistritzatal südlich von Wall.-Meseritsch in Ausführung begriffenen Talsperrenbauten ein prächtiges Exemplar von *Pachydiscus Neubergericus* *v. Hauer*, das im sogenannten Vantuch-Steinbruch in Bistritzka gefunden wurde²⁾.

¹⁾ Zur Kenntnis der Oberkreide in den mährisch-schlesischen Beskiden. Verhandl. d. k. k. geol. E.-A. 1910, Nr. 5.

²⁾ Das gesamte paläontologische Material aus der Zone der sogenannten Maguraschichten wird den Gegenstand einer eigenen, demnächst in den Schriften unserer Anstalt erscheinenden Publikation bilden.

Leider sind diese Fossilfunde derzeit noch vereinzelt geblieben, so daß es noch fraglich ist, ob man den ganzen Sandsteinzug als Oberkreide anzusprechen hat.

Südlich schließt sich daran ein breites Niveau von schiefrigen Mergeln mit zwischengelagerten harten Kalksandsteinbänken, darüber folgt in dem durch die Wsetiner Betsch aufgeschlossenen Querprofil eine Zone von roten Tonen, ähnlich den Belovezaschichten, die eine Mulde zu bilden scheint, sodann in der Gegend der Stadt Wsetin abermals Sandsteine, die wahrscheinlich mit denen von Chwalczow und Bistritzka zu identifizieren sein dürften, ferner eine außerordentlich breite (10 km!) Zone von schiefrigen Tonen und Mergeln, in denen als Längstal der Oberlauf der Wsetiner Betsch eingeschnitten ist, und noch weiter im Süden, an der mährisch-ungarischen Grenze eine von Paul als Javorniksandstein bezeichnete Zone, bestehend aus braunroten Schiefen und harten Sandsteinbänken, weshalb sie dieser Autor mit den Istebner Schichten in Parallele brachte und als wahrscheinlich oberkretazisch bezeichnete. Beweise für diese Annahme fehlen bis jetzt.

Jenseits dieser Javornikschichten folgen abermals Mergelschiefer, Tone und Sandsteine (Sandsteinzug des Makittagebirges, Teufelssteine im Senicatal), über deren stratigraphische Stellung sowie tektonische Verhältnisse nur sehr dürftige Angaben vorliegen. Im großen ganzen ist die ganze Zone tektonisch charakterisiert durch das Auftreten aufrechter Falten, im Gegensatz zu dem durch überkippte Falten und Schuppenbau ausgezeichneten Gebiet der Istebner Schichten und der „Schlesischen Kreide“ sowie der subbeskidischen Decke.

Ich hoffe, in kurzer Zeit mehr und speziell Positives über dieses ausgedehnte Gebiet berichten zu können. Die Ergebnisse der Detailaufnahme desselben werden den Gegenstand einer eigenen Publikation in diesem Jahrbuche bilden.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Zur Einleitung	711 [1]
I. Das Verhältnis des Baschker Sandsteins und der Friedecker Mergel zum schlesischen Neokom und der subbeskidischen Decke	713 [3]
<i>a) Liebischberg und Reimlicher Hurka</i>	715 [5]
<i>b) Umgebung von Stramberg und Nesselsdorf</i>	718 [8]
<i>c) Na Peklach</i>	727 [17]
<i>d) Tychauer Berge</i>	728 [18]
<i>e) Hochwälder Berge; Durchbruchstal der Ondřejnita</i>	729 [19]
<i>f) Staritsch</i>	738 [28]
<i>g) Friedeck—Leskowetz—Domaslowitz—Skalitz</i>	740 [30]
<i>h) Sonstige in der Literatur ausgeführte Vorkommnisse von Senon</i>	740 [30]
II. Die Istebner Schichten	741 [34]
<i>a) Oberer Domoratzwald bei Hotzendorf</i>	745 [35]
1. Die Istebner Schichten des Domoratzwaldes	746 [36]
2. Die neokome Umräumung des Domoratzwaldes	749 [39]
3. Tektonik des Domoratzwaldes	751 [41]
<i>b) Das Gebirge nördlich der Betschwa zwischen Krasna und Rožnau</i>	755 [45]
1. Tal von Binina (Oborskital)	755 [45]
2. Das Tal von Krhova (Srnibach)	755 [46]
3. Srnowybach	757 [47]
4. Zaszau	758 [48]
5. Zubři, Stary Zubři, Pindula	759 [49]
<i>c) Die Istebner Schichten östlich von Rožnau im Quellgebiet der Rožnauer Betsch, des Čeladnabaches und der Ostrawitza</i>	767 [57]
<i>d) Die nördliche und südliche Grenze der Istebner Schichten</i>	776 [66]
III. Anhang	778 [68]
Zone der sogenannten Maguraschichten	778 [68]

