

„Lithogenetische Untersuchungen an den sarmat-pannonen Übergangsschichten am Südrand von Wien“ (Verhandlungen der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung 1939) eingeschlagenen Methode erbrachten. Eine geschlossene Veröffentlichung über die auf diesen Gebieten erzielten Ergebnisse steht bevor.

Schrifttum.

FUCHS, TH.: Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. — Jb. k. k. Reichsanst. Wien 1875.

WINKLER, A.: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie. — Jb. k. k. Reichsanst. Wien 1913.

VENDL, M.: Geologie von Sopron, II. — Erdészeti Kiserletek **32**, 1930.

PAPP, A.: Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wien. — Jb. Zweigst. Wien d. Reichsst. f. Bodenf. 1939.

Über einige Bergstürze im Virgental.

VON HANS PETER CORNELIUS, Wien.

(Mit 3 Abbildungen.)

Während die Quertäler der Hohen Tauern im allgemeinen arm an größeren Bergstürzen sind — trotz der zum Teil außerordentlichen Steilheit ihrer Flanken —, sind die Längstäler fast stets reich an solchen, zum Teil geradezu mit ihnen gepflastert.

Diese Regel trifft auch dort im allgemeinen zu, wo in ein Quertal wieder sekundäre Längstalstrecken eingeschaltet sind, beziehungsweise in es einmünden. Zum Beispiel hat das Matreier Tauerntal auf der ganzen Strecke seines Verlaufes als Quertal keinen größeren Bergsturz, während sich sofort solche einstellen dort, wo es gegen sein oberes Ende zu zum Länstal wird: beim Eingang zum Gschlöß. Und auch seine beiden bedeutenderen Seitentäler, das Froßnitz- und Landecktal, die mit Längstalstrecken einmünden, sind auf eben diesen voller Bergstürze. Und zwar sind es in der Regel die Talseiten, auf welchen die — bekanntlich fast durchwegs in den Tauern isoklinalen — Schichten mit dem Gehänge einfallen, die Bergstürze liefern — wie es scheint, unabhängig von der Steilheit des Einfallens. Wo dieses ziemlich flach ist, wie im Gschlöß, ist das Zustandekommen der Bergstürze ja leicht erklärlich: jede Fläche geringeren Gleitwiderstandes, zum Beispiel eine mit Glimmer oder Talk belegte tektonische Gleitfläche, die frei gegen den Steilabfall zum Tal ausstreicht, ist dort zur Bewegungsbahn eines Bergsturzes geradezu vorherbestimmt.

Schwieriger ist die Instabilität der Gehänge, die zu Bergstürzen führt, dort zu verstehen, wo das talwärtige Einfallen steiler wird als die durchschnittliche Gehängeneigung. Ein Beispiel dafür liefert das in die steilstehende „Obere Schieferhülle“ eingeschnittene Virgental bei Prägraten: sein nördliches Gehänge zwischen Hinterbichl und dem Timmelbach ist wirklich, wie es einleitend genannt wurde, mit Bergstürzen

„gepflastert“. Weitau die größten Flächen sind hier von ihnen bedeckt, an zweiter Stelle folgen die Moränen; wogegen anstehendes Gestein unterhalb der zusammenhängenden Felswände nur ganz ausnahmsweise — von dem vorgelagerten Hügel von Bichl natürlich abgesehen — zufolge tritt (vgl. die Kartenskizze, Abb. 1).

Alle hier zu nennenden Bergstürze sind im bisher vorhandenen — freilich spärlichen — Schrifttum noch nicht erwähnt; weder in der Monographie des Iseltales von I. SÖLCH, noch bei KLEBELSBERG. Die Ursache ist wohl darin zu suchen, daß sie morphologisch nicht besonders hervortreten, so daß man erst bei genauer Begehung ihre wahre Natur erkennt.

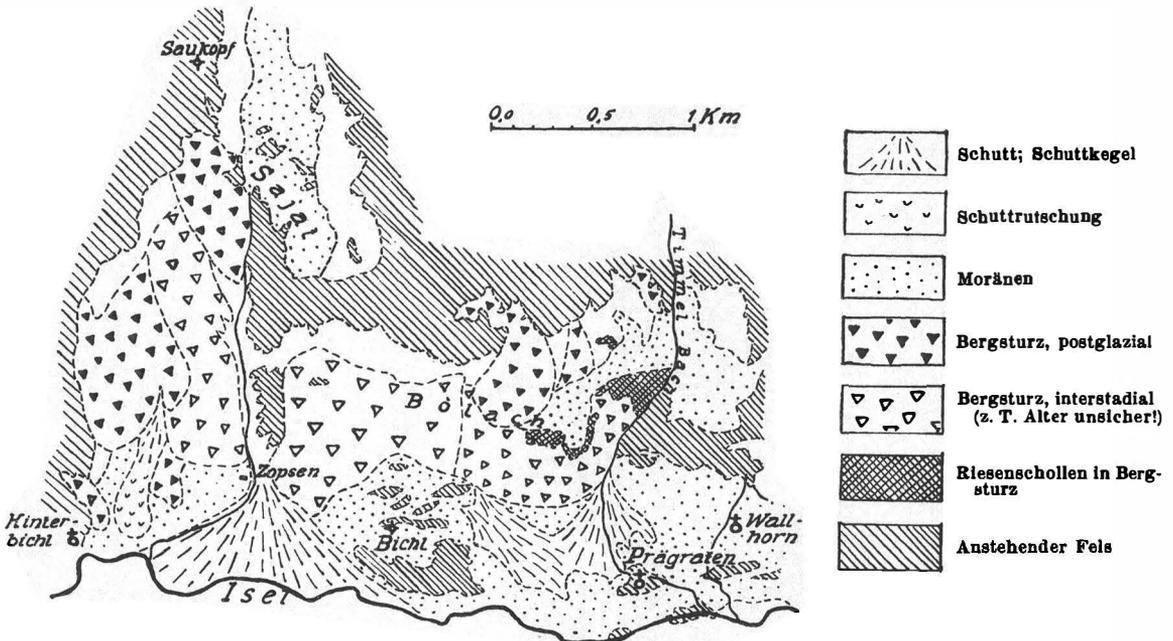


Abb. 1.

Kartenskizze der Bergstürze bei Prägraten (etwas vereinfacht).

Erst in der soeben erschienenen Arbeit von STINY, 1940, werden „zahlreiche kleinere und größere Bergstürze“ beiläufig angeführt, aber nicht näher beschrieben oder die Örtlichkeiten genauer angegeben.

Man kann diese Bergstürze etwa folgendermaßen gliedern:

1. Unterm Saukopf (Abb. 2) reichen Bergsturmassen von dem Felsrand, der von 2000 bis gegen 2600 m ansteigt, bis nahe an die 1500-m-Höhenkurve hinab; das Wiesengelände darunter wird größtenteils von Moränen eingenommen, kenntlich an dem Vorkommen von Zentralgneis- und Glimmerschieferblöcken aus dem Dorfertal. Aber jene Bergsturmassen sind nicht einheitlich: es handelt sich um

a) ein westliches Blockfeld von ganz frischem Aussehen (von der größtenteils vorhandenen Bedeckung mit Wald oder Buschwerk ab-

gesehen), entsprechend einer Sturzmasse, die von dem Steilrand unter P. 2263 niedergebrochen ist. Die Blöcke bestehen demgemäß weit vorwiegend aus Prasinit (Grünschiefer), untergeordnet Kalkglimmerschiefer; zum Teil sind es scheinbar anstehende Riesenschollen. Die Oberfläche dieses Bergsturzes mißt etwa $\frac{1}{4}$ km²; das Volumen ist auf einige Millionen Kubikmeter zu veranschlagen. Gegen O grenzt er mit ziemlich scharfem Rande an den

b) Saukopfhauptsturz. Dessen Oberfläche ist im unteren Teil, vom Waldrand bei Zopsen aufwärts bis gegen 1900 m, so stark eingeebnet, daß man zunächst gar nicht auf den Gedanken kommt, es mit einem Berg-



Abt. 2.

Ansicht des Bergsturzgehanges unter dem Saukopf.

Der tiefe, schräg links abwärts ziehende Graben ist der Sajatgraben; das weiße Haus links davon (unteres Bilddrittel) Zopsen. Rechts unten Bichl; im Wald oberhalb der Wiesen (Moränen!) der westliche Bolachbergsturz.

sturz zu tun zu haben; erst weiter aufwärts tritt grobes Blockwerk mehr und mehr aus den Wiesen hervor, von dem aber nicht zu sagen ist, inwieweit es bereits jüngeren Nachstürzen angehört. Entscheidend für die Auffassung der Hauptmasse als Bergsturz sind die Aufschlüsse an seinem O-Rand, gegen den tiefen, vom Kar Sajat¹⁾ hinabziehenden Graben, der hier kurz Sajatgraben genannt sei. Sein bis über 100 m hoher Steilrand gewährt trotz starker Rasenüberkleidung hinreichenden Einblick in die Unterlage: sie besteht gänzlich aus großen, zum Teil riesigen Blöcken, ohne

¹⁾ Zwischen dem Saukopfkamm und der Kreuzspitze; Name nach dem Alpenvereinsblatt Großvenediger, fehlt auf Blatt Prägraten 1: 25.000.

gesetzmäßiges Streichen und Fallen, also sicher nicht aus anstehendem Fels. Und da auch hier Prasinit fast allein herrscht, kann es sich um keine Moränenablagerung, sondern nur um einen Bergsturz handeln; dessen Abrißgebiet bildet der Steilrand unter P. 2523, der im W bogenförmig zu P. 2263 hinabzieht, während die östliche Begrenzung wahrscheinlich durch das am Rande des Sajatkars bei rund 2400 m stehengebliebene, anstehende Felsriff gebildet wird. Die Oberfläche dieses Bergsturzes beträgt gegen $\frac{1}{2}$ km², sein Volumen — wenn man die durch den Sajatgraben aufgeschlossene Mächtigkeit für annähernd die ganze Fläche als maßgebend betrachten darf — mindestens 50 Millionen Kubikmeter.

Dieser Sturz ist viel älter als der zuvor erwähnte. Dies geht schon aus der starken Einebnung seiner Oberfläche hervor, ebenso aus dem tiefen Einschneiden des Sajatgrabens, das offenbar jünger ist als der Bergsturz. Leider sind seine Beziehungen zu den Moränen nicht ganz eindeutig. Solche liegen, wie schon erwähnt, an dem Wege bei Zopsen unterhalb des Bergsturzfeldes, mit Zentralgneisblöcken; weiter westlich, bei dem Haus P. 1500, häufen sich solche derart an, daß man versucht ist, an einen alten Randwall (des Daunstadiums?, entsprechend den Endwällen in der Gegend um Prägraten) zu denken. Oberhalb Zopsen hören im Walde die Zentralgneisblöcke bald auf, ohne daß der Bergsturtrand irgendwie scharf ausgeprägt wäre. Andererseits befindet sich nahe Zopsen an dem in den Sajatgraben hinaufführenden Steig noch ein Aufschluß in typischer Moräne, aber ohne Zentralgneis: hauptsächlich Prasinit, auch Kalkglimmerschiefer; sie ist wohl lokalen Ursprungs, aus dem Sajatkar (Gschnitz?).

Ich möchte nun vermuten — Sicherheit ließ sich darüber nicht gewinnen —, daß der Bergsturz zwar jünger ist als diese Lokalmoräne, aber älter als die zentralgneisführende, das heißt wohl älter als Daun. — Die kleinen Blockmassen, die westlich Zopsen noch über das Moränengehänge nach abwärts reichen, sind wohl nachträglich aus der Hauptsturzmasse herausgerutscht.

c) Ein nordöstlicher Sturz ist wieder jüngeren Datums, wie schon daraus zu ersehen, daß er nachträglich in den bereits eingeschnittenen Sajatgraben hineingerutscht ist. Von etwa 2000 m aufwärts bedeckt er das Gehänge mit seinem großenteils aus Kalkglimmerschiefer (daneben Prasinit) bestehenden Blockwerk; das zuvor erwähnte Felsriff bei 2400 m hat er von oben her überschüttet. Sein Abrißgebiet bildet die Felswand nordöstlich P. 2523, bei etwa 2600 m. Oberfläche etwa 200.000 m²; Volumen schwer genauer zu schätzen, geht aber wohl in die Millionen Kubikmeter.

2. Die Bolachbergstürze.²⁾ Die O-Seite des tiefen Sajatgrabens wird ausnahmsweise von anstehendem Gestein gebildet. Darüber im Walde aber liegt schon wieder Blockwerk, welches dem

a) westlichen Bolachbergsturz angehört. Er ist von allen Bergstürzen der Prägratner Gegend der, über den sich am wenigsten Sicheres sagen läßt. Er besteht wieder aus grobem Blockwerk von fast ausschließlich Prasinit, das westlich Bichl bis gegen 1425 m hinabreicht; dort liegt es auf den Wiesen den Moränen ziemlich zweifellos auf (Quelle!, weitere Wasseraustritte finden sich aber auch schon 70 bis 80 m höher

²⁾ „Bolach“ heißt das Steilgehänge nördlich Prägraten zwischen 1700 und 2300 m, unterhalb der Sajat-Mahder; der Name fehlt auf den Karten.

mitte im Bergsturz!). Nördlich Bichl steigt die Grenze bis P. 1568 an — entsprechend einem aus dem Gehänge heraustretenden, zur Kuppe von Bichl ziehenden Rücken —, um sich östlich davon wieder zu senken. Das Bachbett oberhalb P. 1568 ist in die Sturzmasse eingeschnitten, ziemlich tief, ohne daß der Untergrund sichtbar würde. Den nächst östlichen Graben fasse ich auf als Grenze gegen den östlichen Bolachbergsturz; mehr konventionell als weil da eine ausgesprochene Grenze bestünde. Aber oberhalb eben dieses Grabens befindet sich der tiefst herabreichende Sporn der Felsen von Bolach; und es ist nicht anzunehmen, daß ein einheitliches Abrißgebiet über ihn hinwegreicht.



Abb. 3.

Ansicht der Bolachbergstürze.

Das Steilgehänge in der Bildmitte gehört dem östlichen Bolachbergsturz an; an seiner Oberkante Riesenschollen, auf der Verflachung darüber Moräne aufgelagert, die von dem jüngeren Nachsturz über der Bildmitte überdeckt wird. Rechts der Einschnitt des Timmelbachs; im Vordergrund Prägraten.

Unter dieser Voraussetzung bedeckt der westliche Bolachbergsturz eine Fläche von gut $\frac{1}{2}$ km²; das Volumen ist schwer zu schätzen, da es an Anhaltspunkten zur Ermittlung der Mächtigkeit mangelt, 20 bis 30 Millionen Kubikmeter scheinen mir ungefähr das Minimum zu sein. — Bezüglich der zeitlichen Einordnung läßt sich zunächst sagen, daß er jünger ist als die Moränen bei und westlich Bichl. Da aber der Bergsturz bis in eine Höhe hinabreicht, welche der Gletscher überschritten haben muß, dem die Moräne bei Wallhorn entspricht, so kann man wohl auch schließen: der Bergsturz ist jünger als diese Moräne, das heißt, jünger als mindestens die

größten Vorstöße der Schlußvereisung; daß er aber nicht allzuviel jünger sein kann, legt seine zum Teil recht stark nivellierte Oberfläche nahe.

b) Der östliche Bolachbergsturz (Abb. 3) ist wohl der interessanteste von allen. Er nimmt — soweit er nicht von jüngeren Bildungen bedeckt wird; siehe unten! — das ganze Gehänge von dem vorgenannten Graben bis zum Timmelbach ein; talwärts bildet er einen recht ausgesprochenen Steilabfall, an dessen Fuß Moräne liegt. Was aber an Aufschlüssen dieses Steilabfalls zu sehen ist — sehr schön zum Beispiel in der Schottergrube über der neuen Zollkaserne —, das ist nicht so sehr Blockwerk als vielmehr hochgradig zerrüttetes Gestein (Prasinitt), wie wir es von den Riesenbergstürzen der Schweiz kennen; ein Anzeichen dafür, daß wir es hier mit einer Sturzmasse von anderer Größenordnung zu tun haben als in den vorigen Fällen. Ähnliches beobachtet man auch an dem steilen, vielfach von Rinnsalen durchfurchten Abhang gegen den Timmelbach. Oben auf aber liegen fortlaufend, auf eine Strecke von über $\frac{3}{4}$ km, Riesenschollen aus Prasinitt, mehrere davon in die Hunderte von Metern lang, die man zunächst für anstehend halten könnte, die aber im Streichen und Fallen weder unter sich noch erst recht mit der Umgebung im Einklang stehen: die meisten liegen mehr oder minder flach, im Gegensatz zu dem steil S-fallenden bis — auf der O-Seite des Timmelbaches — senkrechten Anstehenden. Auch auf dem Steilgehänge gegen den Timmelbach sind die Riesenschollen angeschnitten: sie zeigen hier Einlagerungen von Kalkglimmerschiefer — zum Teil mehrfach wiederholt — im Prasinitt, wie sie auch in der anstehenden Steilwand über dem Bergsturzgehänge (beziehungsweise ihrer streichenden Verlängerung) mehrfach auftreten, in der wir das Abrißgebiet suchen müssen.

Oberhalb der Riesenschollen, von 1550 bis 1750 m aufwärts, verflacht sich das Gehänge etwas; ein Hinweis darauf, daß die steilere Böschung darunter nicht ursprünglich ist, sondern durch nachträgliche Erosion entstanden — nicht nur am Abfall gegen den Timmelbach, wo solches ziemlich offenkundig ist, sondern auch gegen das Haupttal. Auf dem flacheren Gehänge aber liegt in großer Ausdehnung Moräne — zweifellos auf der Sturzmasse! Sogar zwei deutliche, N—S- bis N—O-streichende Wälle sind erhalten — Randwälle eines aus dem Timmeltal vorstoßenden Gletschers (die korrespondierenden Wälle des östlichen Gletscherrandes sind auf der O-Seite des Timmelbaches ebenfalls vorhanden). Dieselben gehören der Schlußvereisung (Gschnitz-Daun³⁾) an; dieser Bergsturz ist also mit Sicherheit interstadial.

Eine kleine Felspartie, die oberhalb der Moränen auf ungefähr 1800 bis 1820 m zutage tritt, zeigt durch ihre starke Zerrüttung an, daß auch sie noch zum Bergsturz gehört. Den glatten Wiesenflächen ringsum würde man solches gar nicht mehr ansehen!

Westlich des Moränengeländes liegt das grobe Blockwerk eines kleinen, jüngeren Bergsturzes auf (siehe unten!). Eine ganze Reihe von Quellen kommt darunter hervor, andeutend, daß auch hier, wenn nicht Moräne (auf der Kartenskizze, Abb. 1, eingetragen, aber nicht sicher!), so wenigstens ein Verwitterungshorizont diesen Teil des östlichen Bolachbergsturzes bedeckt.

³⁾ Die genauere Datierung ist bis jetzt nicht sicher durchzuführen.

Unter Einschluß der von den jüngeren Auflagerungen verhüllten Fläche nimmt jener, bescheiden gerechnet, noch etwa $\frac{1}{2}$ km² ein. Seine Mächtigkeit ist im Timmelbach mit 150 bis 200 m aufgeschlossen; da aber der Timmelbach nur an wenigen Stellen in den anstehenden Fels einschneidet, ist wohl anzunehmen, daß sich die Felssohle gegen W unter den Bergsturz noch tiefer senkt. Sein Volumen dürfte also die hundert Millionen Kubikmeter wohl erreichen, wenn nicht überschreiten. Dabei ist das heute noch vorhandene aber nur ein Rest: nicht nur hat ihn der Timmelbach schon nicht unerheblich angefressen, sondern auch die schlußeiszeitlichen Gletscher — nicht so sehr der aus dem Timmeltal kommende, als vielmehr der des Haupttales. Er hat wohl den unteren Teil der Sturzmasse hinweggeräumt und damit deren heutigen Steilabfall gegen S geschaffen. Wie groß der entfernte Anteil sein kann, entzieht sich natürlich jeder Schätzung.

Das Abrißgebiet des östlichen Bolachbergsturzes bildet die O-Hälfte des steilen Felsgehänges von Bolach, das von steil S — also dem Tal zu! — einfallenden Prasinitplatten gebildet wird. Kalkglimmerschiefer ist heute dort nicht mehr vorhanden; der im Bergsturz angetroffene muß einst vor der heutigen Steilwand durchgezogen sein: vermutlich die Fortsetzung einer Lage, die in der östlichen Fortsetzung der Wand, jenseits des Timmelbaches, ausstreicht. — Vermutlich war der Vorgang beim Abbrechen des Bergsturzes so, daß ein Plattenpaket, von durchschnittlich wenigstens 200 m Mächtigkeit, durch von unten angreifende (? Gletscher-) Erosion steiler als das Einfallen angeschnitten, seinen Halt verlor und längs der ganzen kilometerlangen Wandfront größtenteils auf den steilgeneigten Schieferungsflächen abglitt. Diese Deutung darf wohl auch auf die übrigen beschriebenen Bergstürze ausgedehnt werden.⁴⁾

Daß jene Wandfront gar nicht mehr so recht wie ein Abrißgebiet aussieht, bezeugt abermals das verhältnismäßig hohe Alter des Ereignisses: sie ist nachträglich noch stark umgestaltet worden, neben dem normalen Abbröckeln auch durch einige etwas größere

c) jüngere Nachstürze. Der bedeutendste solche wurde bereits erwähnt: er liegt auf der großen, vom östlichen Bolachbergsturz gebildeten Terrasse, und zwar der W-Hälfte, die aufgelagerte Moräne gegen W begrenzend, beziehungsweise überdeckend. Er bildet einen sehr ansehnlichen Kegel aus zum Teil riesenhaften Blöcken, dessen Spitze in eine sehr ausgeprägte Nische der Bolachwand hineinweist; auf einer höheren Terrasse in dieser Nische liegt dort auch noch Bergsturzbauwerk. Der Rauminhalt dieser Nische ist auf etwa drei bis vier Millionen Kubikmeter zu veran-

⁴⁾ Erst nach Abschluß des Manuskripts erschien die Arbeit von STINY, 1940. Er zieht dort (S. 21) beiläufig in Betracht, daß die Bergstürze mit jungen Störungen verknüpft sein könnten, an welchen der Streifen des Virgentales „keilgrabenähnlich“ eingesunken sei. Ein solcher Zusammenhang besteht nicht, wenigstens im Falle der hier beschriebenen Bergstürze: in ihren Abrißgebieten konnten keine besonders augenfälligen Zerrüttungen festgestellt werden, die auf junge Störungen schließen ließen. — Auch sonst kann ich mich der Hypothese STINY'S nicht anschließen: die „außerordentliche Verruschelung“ ist zwar besonders auf der S-Seite zweifellos vorhanden, aber nicht auf eine junge Einsenkung des Tales zu beziehen; denn sie zieht über das Kals-Matreier Törl nach O weiter, wo es kein Virgental mehr gibt. Tektonisch bedingt ist dieses ja zweifellos: es folgt der „Matreier Zone“ als einem Streifen geringsten Widerstandes. Dies hier nur nebenbei.

schlagen; also gerade recht, um diesen immerhin auf einige Millionen Kubikmeter geschätzten Nachsturz unterzubringen — aber viel zu klein als Abrißgebiet für den ganzen großen östlichen Bolachbergsturz!

Weitere kleine jüngere Bergstürze liegen gegen O entlang dem Wandfuß. Ihre nähere Beschreibung erübrigt sich, da sie nichts Bemerkenswertes bieten.

Zusammenfassung. Von den beschriebenen Bergstürzen ist der größte, der östliche Bolachbergsturz, teilweise von Moräne bedeckt und somit interstadialen Alters; von dem zweitgrößten, dem Saukopfhauptsturz, ist solches wahrscheinlich; auch der westliche Bolachbergsturz dürfte zeitlich der Schlußvereisung noch nahestehen. Die übrigen, wesentlich kleineren Bergstürze sind jünger. Vermutlich sind alle diese Bergstürze dadurch zustande gekommen, daß wärm- oder schlußeiszeitliche Gletscher die steil talwärts einfallenden Plattenwände von unten her anschnitten, wodurch die vordersten Plattenlagen auf breiter Front den Halt verlieren und nieder gleiten mußten.

Angeführte Arbeiten.

KLEBELSBERG, R. v.: Alte Gletscherstände im Iseltal und seiner Nachbarschaft. — Z. f. Gletscherk. 1931.

SÖLCH, ILSE: Geographie des Iselgebietes in Osttirol. — Bad. geogr. Abh. 12, 1933.

STINY, J.: Zur Landformenkunde Kärntens. — Carinthia, II, 130, S. 16, 1940.

Das Alter des Schöckelkalkes.

VON HANS SEELMEIER, Graz.

Der Schöckelkalk, ein blauer bis weißer und oft gebänderter halbmetamorpher, dichter Kalk, der manchenorts allerdings durch einen dunklen Kalkschiefer vertreten sein kann, nimmt im Grazer Paläozoikum einen großen Raum ein. In seinen tiefen Lagen geht er in einen dunklen, stark graphitischen Kalk über.

Profilbeschreibungen mögen über die Lagerung des Schöckelkalkes aussagen:

Bei Deutsch-Feistritz wird der Gesteinszug des Kugelsteins aus Schöckelkalk gebildet. Der Schöckelkalk streicht hier ungefähr N—S und fällt gegen W ein. In seinem Liegenden sind schwarze Schiefer, graue Schiefer mit Quarz und endlich grüne, gelbe und dunkelgraue Schiefergesteine. Die Aufschlüsse im alten Elisabethbau, unmittelbar beim Elektrizitätswerk Deutsch-Feistritz, zeigen ganz klar die Tatsache auf, daß die Liegendgesteine des Schöckelkalkes tektonisch sehr stark beansprucht sind (Faltungserscheinungen in großem Stil, Ruschelzonen usw., SETZ, 1902), so daß eine Annahme, daß die Grenze des Schöckelkalkes zu seinem Liegendgestein tektonischer Natur sei, vollkommen berechtigt erscheint.

Im Hangenden des Schöckelkalkes befinden sich — ebenfalls mit einem tektonischen Kontakt — tonige bis graphitische Schiefer, dann Grünschiefer