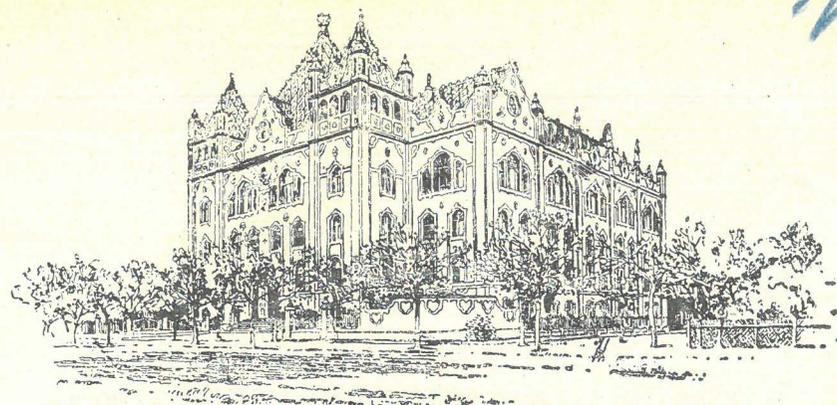


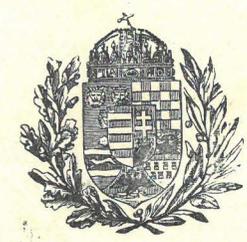
18



**JAHRESBERICHT**  
DER KÖNIGLICH UNGARISCHEN  
**GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT**  
FÜR 1916.

MIT 13 TAFELN UND 115 ABBILDUNGEN IM TEXTE.

ERSTER TEIL.



*Übertragung aus dem ungarischen Original.*  
*(Ungarisch erschienen im Juli 1917).*

*Herausgegeben von der dem königlich ungarischen Ackerbauministerium  
unterstehenden  
königlich ungarischen Geologischen Reichsanstalt.*

BUDAPEST,  
BUCHDRUCKEREI ÁRMIN FRITZ.  
1918.

Eine kleinere, von NE nach SW sich erstreckende Bruchlinie habe ich auch noch in der Gegend von Vilje unter dem Risnjak beobachtet. Beim Zusammentreffen des Lazac—Jelenjeer Karrenweges mit der zur Felsengruppe Medveda vrata führenden Straße keilen sich zwischen die hier vorherrschenden Dolomitschichten Raibler Schichten ein: gelblicher Kalkmergel, roter Sandstein und roter und grüner Tonschiefer. Die hier hervortretenden Raibler Schichten können von der bezeichneten Straßenkreuzung nach SW längs der nach Levurdica führenden Straße bis zur Waldblöße Rude verfolgt werden. Diese an die Oberfläche gelangten Raibler Schichten, sowie die dieselben umgebenden Dolomitbänke zeigen ein Einfallen nach  $18^{\text{h}}$  unter  $30^{\circ}$ . Zweifellos konnten die gedachten Raibler Schichten nur der Bruchlinie entlang an die Oberfläche gelangt sein.

Zwischen die N-lichen Kalkstein- und Dolomitgipfel des Risnjak keilen sich weite, geräumige Becken ein und ist das 950—1100 m hohe wellige Gelände mit glazialen Sedimenten bedeckt. Unmittelbar unter dem Risnjak befindet sich zwischen den Bergen Sniježnik und Prokop das Lazacer Becken. Dies ist eine von N nach S sich hinziehende längliche, wellenförmige, flache Flur mit unregelmäßigen Umrissen, während sich N-lich von derselben die weit größere Lividragaer Senke, ebenfalls mit unregelmäßigen Umrissen, zwischen den Bergen Jelenac, Prokop, Šeginček und Ortoš ausbreitet. Diese Senke hängt mit ihrem E-lichen Ausläufer im S mit der Šegineer Depression zusammen und NE-lich von letzterer breitet sich endlich das glaziale Gebiet des Zalinski lug aus.

Die mächtigen Schuttmassen dieser Becken bezeugen, daß die Umgebung des Risnjak im Pleistozän ein verfirntes Gebiet gewesen ist, von welchem N-lich ein Gletscher auf 600 m nach Gerovo hinabreichte. Diese Verfirnung wird durch das flache Liaskalksteingebiet zwischen dem Risnjak und dem Lazacer Becken illustriert, auf welchem große Kalksteinblöcke Kunde von der abgeschmolzenen eisigen Schneemasse geben, auf deren Rücken die Felsblöcke einstens ruhten. Solche Riesenblöcke sind auch in der Gegend von Lividraga häufig anzutreffen.

Die diese Depressionen ausfüllende glaziale Ablagerung besteht vornehmlich aus dunklem, abgerundeten Liaskalksteingerölle und deshalb ist sie hier auf dem Liaskalkgebiete auch weniger augenfällig. N-lich von Lividraga und in der Gegend von Zalinski lug dagegen, wo die Ablagerung auf dem Dolomitgebiete vor sich ging, scheiden sich die glazialen Gerölle schärfer von dem umgebenden Gesteinsgebiete ab.

Das Alluvium ist nur durch das Überschwemmungsgebiet der Suha Rečina repräsentiert.

#### b) In den Nordwest-Karpathen.

### 4. Vorläufiger Bericht über ergänzende Aufnahmen in der Südhälfte der Kleinen Karpathen und im Gebirge von Hainburg.

Von Dr. GÉZA V. TOBORFFY.

(Mit Tafel II. und drei Figuren im Text.)

Im Sommer des Jahres 1916 setzte ich in der Südhälfte der Kleinen Karpathen und in Hainburger Gebirge meine im Vorjahr begonnenen Arbeiten fort. Mit Befriedigung kann ich feststellen, daß meine vorjährigen Beobachtungen durch die heurigen nicht nur richtig gestellt werden, sondern daß auch Licht geworfen wird auf mehrere, vorläufig in Schwebe gelassene Fragen.

Es kann nicht meine Aufgabe sein, die Gesteine der Südhälfte der Kleinen Karpathen neuerdings und eingehend zu schildern, habe ich mich doch darüber in meinem vorigen Berichte ausgelassen, ich erwähne bloß einige neu beobachtete Eigentümlichkeiten, um das im Vorjahr entworfene Bild zu ergänzen. Als geologisch interessanteste Einheit möchte ich hier nur die mesozoische Randzone und deren Gesteine eingehender behandeln, mit Berücksichtigung ihrer tektonischen Lage in Bezug auf das Kerngebirge.

Das erwähnte Gebiet bildet die unmittelbare Fortsetzung der Randzone von Pernek—Stomfa (siehe die Karte) und das dort beobachtete petrographische Gepräge herrscht auch hier. Das Mesozoikum schmiegt sich auch hier an die Granit-Urtonschieferzone und baut den Westrand des Gebirges auf. Die Kalksteine bilden an mehreren Punkten als hochaufragende, felsige Horste den Abschluß des Gebirges gegen die March, beziehungsweise Donauebene. Solche kühn ansteigende, und zuweilen unmittelbar auf die Ebene blickende Kalksteinklippen sind auch weiter nördlich zu finden. Der Perneker Hekstun, der Borostyánkőer Várhegy, die kleinere Zinne des Beszterceer Holy vrch, sowie der Kogl von Dévény und der von ihm losgerissene Sandberger Vorsprung und Várhegy, ebenso der Hainburger Kogl und der Hundsheimer Kogl stellen insgesamt mehr-

weniger steilwandige, am Randbruche entlang der eingesunkenen Masse hängen gebliebene Felsvorsprünge dar, durch welche der Westrand des Gebirges landschaftlich besonders reizvoll und malerisch gestaltet wurde.

Diese Randzone ist unterhalb Beszterce unterbrochen, weiter nach Westen vorgeschoben und umschließt zusammen mit dem Hauptkamm die Bucht von Lamacs.

Das von Mediterranablagerungen und Pleistozänschutt erfüllte Becken von Lamacs, problematischen Ursprungs, kann, wenn es sich nach Süden auch stark verengt, dennoch als Grenze betrachtet werden zwischen dem Máriavölgy—Pozsonyer Hauptkamm und dem von Dévény-újfalú bis Hundsheim sich erstreckenden Abschnitt.

Aus dem Studium der Gesteine geht indessen hervor, daß diese scheinbare Trennung auf rein tektonische Ursachen zurückzuführen ist.

Als Alterruptivum figuriert hier der Granit, der in seiner Zusammensetzung mit dem von weiter nördlich bekannten Granit vollkommen übereinstimmt. Es ist vorwiegend gemischter Muskovitgranit, richtiger solcher Biotitgranit, dessen Biotite ausgelaugt wurden und gewöhnlich nur schwach gefärbt sind. Echten Muskovitgranit findet man eher zwischen den Pegmatiten. Der Muskovit wird oft von einem dünnen Biotithäutchen überzogen, wir können also mit Recht auch von zweiglimmerigem Granit sprechen. Die Feldspate erscheinen zuweilen sehr übermäßig ausgebildet und können auch holokristallinisch auftreten. Ziemlich häufig kommt auch Schrifgranit vor. Als Einschlüsse sind auch haselnußgroße Granat (Datolit?)-kristalle nicht selten.

In meinem vorjährigen Bericht habe ich an die Verbreitung der Granitarten die Bemerkung geknüpft, daß sie zonal gruppiert werden können, insoweit die vorwiegend biotitische Granitvarietät der Gegend von Modor in den zentralen, der vorwiegend muskovitische Granit hingegen in den randlichen Eruptionsgürtel gereiht werden kann. Durch meine neueren Beobachtungen wird diese Auffassung einigermaßen eingeschränkt. Es ist zwar wahr, daß in der Gegend von Modor der biotitische um Pozsony hingegen der muskovitische Granit und Pegmatit dominiert, aber es wäre doch kühn ein System auf diese Tatsachen zu begründen.

Alles in allem können wir soviel feststellen, daß wir im Schieferkontakt, wo der Urtonschiefer durch das Granitmagma in Verbindung mit starkem Druck in Gneis oder gneisartige Glimmerschiefer verwandelt wurde, häufiger die biotitische Varietät finden, durch welche vom Gneis bis zum intakten Schiefer hin metamorphe Schiefer (serizitische, graphitische, quarzitische, erzführende usw. Schiefer) hervorgerufen wurden,

wobei auch vom Magma selbst farbige Gemengteile absorbiert werden konnten.

Indem wir vorausschicken, daß der Granit während des Ausbruches die Schieferdecke stellenweise emporhob, stellenweise durchbrach und auf sie floß, oder aber schwimmende Fetzen und Stücke der Schieferdecke umschloß, müssen wir einsehen, daß solche biotitische Flecke eine sehr wechselnde Lage haben können, besonders bei einer so stark fortgeschrittenen Denudation, von welcher die Kleinen Karpathen betroffen wurden.

Zwischen kristallinen Schiefen und Graniten treten als jüngere Eruptivgesteine Diabas und Diorit auf, gewöhnlich nicht als selbständiges Gestein, sondern indem sie die Schiefer durchsetzen. Der Diorit ähnelt dem Biotitgranit so sehr und verschmilzt mit ihm derartig, daß ich fast geneigt bin, ihn nicht für ein jüngeres Eruptivgestein, sondern für einen durch den Schieferkontakt modifizierten Granit zu halten. Dasselbe würde auch für den Diabas gelten, der ein dem Diorit nahe verwandtes Gestein ist.

Für diese Auffassung spräche, daß wir an den Diabasschiefern die gewohnten Granitintrusionen nicht beobachten und ihre Stelle durch den eingedrungenen Diabas vertreten zu werden scheint. In wie weit dieser Schein und die Wirklichkeit sich decken, wird durch die im Zuge befindlichen mineralogischen und petrographischen Untersuchungen nachgewiesen werden.

Damit will ich natürlich die Ansicht nicht bezweifeln, daß am Rande ein bedeutend jüngeres Eruptivgestein als der Granit hervorgebrochen sein muß, denn weder durch den präpermischen Granit, noch durch dessen vorausgesetzte Umwandlungen konnte der liassische (vielleicht zum Teil noch der triadische?) Kalk gebrannt werden, wie wir das bei Modor oder Borostyánkő beobachten können. Es ist auch möglich, daß die Quarzdurchtränkung und andersartige Modifizierung des Kalkes gar nicht durch eine oberflächlich ausbrechende Gesteinsmasse, sondern bloß durch entlang der in große Tiefe wirkenden Randbrüche aufsteigenden, kristallogene vulkanische Gase, Dämpfe oder Lösungen veranlaßt wurde.<sup>1)</sup>

Die kristallinen Schiefer sind auch hier so ausgebildet, wie in den übrigen Teilen der Kleinen Karpathen, nur auf dem Szántóhegy über Máriavölgy fand ich von den übrigen abweichende Schiefer, welche

<sup>1)</sup> Siehe HUGO BÖCKM: Geologische Verhältnisse des Vashegy im Komitate Gömör und der Umgebung von Hradek. Mitt. a. d. Jahrbuch der kgl. ung. geol. Reichsanstalt, XIV. Bd.

indessen mit den Glimmerschiefer zusammenfließen und ehestens für intakte Urtonschiefer gehalten werden können.

Je weiter wir nach Süden gehen, umso dichter werden die Quarzite und umso auffälliger ihr Fettglanz, und auch der Serizitgehalt nimmt ab, während er an dem Hundsheimer Kogel schon vollständig fehlt. Dies sind nicht mehr Sandsteine, sondern echte Quarzite und stimmen vollständig mit den Nyitraer Quarziten überein.

In diesem Jahre habe ich mich davon endgiltig überzeugt, daß die Donau keineswegs als Grenze zwischen den Kleinen Karpathen und dem Hainburger Gebirge betrachtet werden kann, denn die Kalksteine des letzteren, wenn sie auch nicht ganz übereinstimmen mit den Kalken vom „Ballensteiner“ Typus, sind doch auf keinen Fall silurisch, wie man einmal glaubte,<sup>1)</sup> sondern bilden Übergänge zwischen den „Ballensteiner“ Kalken und den wahrscheinlich ebenfalls liassischen Nyitraer Bänderkalken. Gelegentlich einer Studienreise mit Herrn Direktor v. Lóczy fanden wir, daß auch die Kalksteine um Bruck (Leithagebirge), denen der Kleinen Karpathen sehr ähnlich sind, in deren Streichrichtung sie übrigens liegen.

Aus den Kalksteinen konnte ich leider in diesem Jahre keine Versteinerungen sammeln, trotzdem ich viele Zeit auf das Nachsuchen verwendete, nur in den Máriavölgyer Schiefen gelang es mir in den Besitz einiger Versteinerungsbruchstücke zu gelangen, aber auch hier war das Resultat nicht zufriedenstellend, denn ich mußte mich mit auf den Halben liegendem, oft durchsuchtem Material begnügen. Der Betrieb pausiert nämlich seit Ausbruch des Krieges und so gelangt kein neues Material aus dem Bergwerk heraus.

Eine schwierige Frage war die Klärung des Verhältnisses der Máriavölgyer Schiefer zu dem Kalkstein, denn sie treten stellenweise unter den Kalksteinen, stellenweise über ihnen, an manchen Orten scheinbar zwischengelagert auf. Die älteren Autoren kamen mangels einer besseren Lösung darin überein, daß der „Ballensteiner“ Kalk und die Máriavölgyer Schiefer innerhalb der Fazies wechsellagern.<sup>2)</sup>

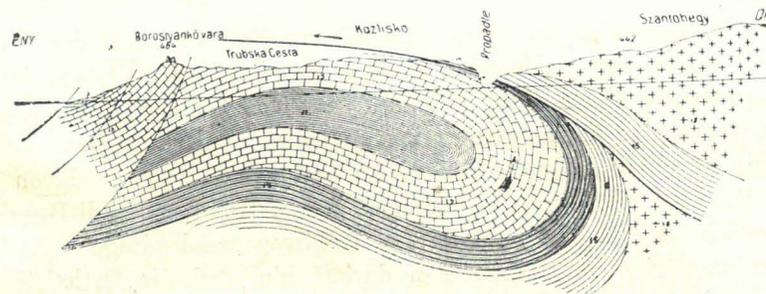
Tatsächlich kommen auch über und zwischen den Máriavölgyer Schiefen dünnere Kalksteinbänke vor, aber diese fasse ich mehr als kalkhaltige Schiefer auf, wie denn auch die zwischengelagerten Sandsteinbänken und Streifen nicht als besondere Bildung gelten können. Der massige Liaskalk bildet tatsächlich einen tieferen Horizont als die Máriavölgyer Schiefer.

<sup>1)</sup> Nach den in unserer Kartensammlung befindlichen 1:75.000 Blättern.

<sup>2)</sup> VETTERS-BECK: Zur Geologie der Kl. Karpathen.

In Máriavölgy liegen indessen auch die Gneisphyllite und Glimmerschiefer über den oberliassischen Deckschiefen, was wir aber durch keinerlei Wechsellagerung erklären können, sondern wir müssen Überschiebungen zur Hilfe nehmen. Dadurch wird zugleich das Lageverhältnis zwischen Kalkstein und Schiefer geklärt, ebenso das Problem des Milonit. Wie ich auch schon in meinem vorjährigen Berichte erwähnte, ist die eigenartige Struktur der Randzone der Kleinen Karpathen auf folgende Weise zu erklären.

Die großzügige Faltung während der Kreidezeit ist wahrscheinlich auf Schrumpfung der Erdkruste infolge der Abkühlung zurückzuführen. Die weicheren Sedimentgesteine waren gezwungen, sich zwischen das in der Tiefe wurzelnde Alteruptivum gekellt, auf einem kleineren Ober-



Figur 1. Profil der Propadale-Schlucht bei Stomfa zwischen der Burg Borostyánkő und dem Szántóhegy.

7 = mediterraner Ton u. Konglomerat; 11 = Mariataler Schiefer; 13 = Ballensteiner Lias (?) Kalkstein; 14 = Permquarzit; 15 = devonische Schiefer, Phyllite, Glimmerschiefer und Gneiss. 18 = Granit, Pegmatit (1:75.000).

flächenstück anzuordnen, sie wurden aufgefaltet zu Wellen und Gewölben. Bei dieser Gelegenheit wurde die große und tief hinabreichende Masse des kristallinen Kernes, der übrigens an der Faltung in kleinem Maßstabe auch selber teilnahm, auf die jüngeren Bildungen aufgeschoben, oder was im Wesen genommen dasselbe ist, das weniger feststehende und noch ziemlich plastische Mesozoikum erscheint unter den sich verschmälernden Rand der Granit-Lakkolite gefaltet.

Auf diese Weise wurden durch den Granit an vielen Stellen die normal gelagerten Grünschiefer, Quarzite, Kalksteine, Mariataler Schiefer usw. umgebogen, bzw. eine verkehrte Lagerung der mesozoischen Randbildungen hervorgerufen. Wir können die verkehrte Schichtenfolge am besten in der Art erklären, daß die Randbildungen mit einer unter die Granitdecke gefalteten Synklinale beginnen, deren Schichten unter

den Zentralkern einfallen. Die Achse dieser gewöhnlich abgerissenen Synklinale wird von dem lokal jüngsten Glied gebildet.

Schon bei Pernek und weiter südlich davon am oberen Ende des von Gasparova—Turecky Vrch gebildeten Tales beobachtete ich verkehrte Schichtenfolge, welche noch auffälliger wird im Kupferhammer-Abschnitt der Propadle-Schicht bei Stomfa, wo wir der vollen Schichtenfolge begegnen. An der linken Seite der Propadle bei dem Jagdhaus am Fuße des Szántóhegy und am Holy vrch sind die umgebogenen Kalke und Mariataler Schiefer an die Oberfläche gepreßt worden (Fig. 1). Die im ganzen Gebirge zerstreuten, gerollten Kalksteinflecken sitzen alle in der aufgeschlossenen Achse von Synkinalen. Als Hauptrichtung der Überschiebung beobachten wir die west-nordwestliche, senkrecht zur Längsachse des Gebirges.

In der Mittellinie des Eruptivkernes vermute ich einen in der Längsrichtung unbestimmt endigenden starken Bruch, dessen Verlauf ich in der beigegebenen Karte durch eine unterbrochene Linie dargestellt habe, er wird durch eine Reihe wasserreicher Quellen angedeutet.

Die nördlichste Quelle des Vödrichbaches und südlich davon der Wirtin-Brunnen, Hivlingarsker Brunnen, Räuber-Quelle, Dirndl-Brunnen, Eisenbründl, die Kalvarienquelle im Hohlwege und einige zwischengelegene namenlose Quellen deuten darauf hin, daß die Osthälfte des Gebirges schuppenartig auf die westliche überschoben wurde. Etwas nordwestlich vom Eisenbründl, im rechten Seitengraben des Kisvödrictales wird entlang dieser hypothetischen Überschiebung an Mariataler Schiefer erinnerndes Trümmermaterial aus der Lößdecke ausgewaschen. Es mag sein, daß wir hier einem zwischen die beiden Schilder eingeklemmten Fetzen des bereits ganz abgetragenen Mesozoikums gegenüberstehen.

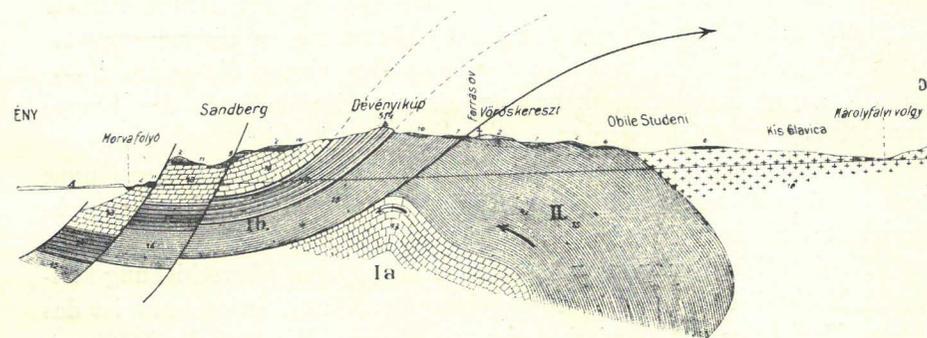
Auf der Karte habe ich die östlichste Schuppe mit III, die daneben sich erstreckende, auf welche die vorige überschoben wurde, mit II, die westlichste, welche die mesozoische Zone zwischen Pernek—Beszterce und Dévény—Hundsheim umfaßt, mit I bezeichnet.

Während im Abschnitt zwischen Pernek—Beszterce der Eruptivkern zusammen mit der kristallinen Schieferhülle auf die randlichen Ablagerungen überschoben wurde, verhält sich die Sache von Dévény—Hundsheim gerade umgekehrt. In diesem Abschnitt wurde durch die nach Westen gerichtete Bewegung die erste (I.) Schuppe durch die zweite (II.) unterpflügt und gehoben, so daß südwestlich von Dévény—Hundsheim nicht mehr östliches, sondern westliches Einfallen vorherrscht. Auf der Kuppe von Dévény und den Bergen von Hainburg ist die wechselnde Größe des Einfallswinkels in gleicher Weise zu beobachten. Am flachsten fallen die Schichten am Westfuß der Berge ein, während sie

an der Lehne schon ziemlich steil stehen und an den Gipfeln fast saiger aufgerichtet sind. Ausnahmsweise finden wir auch auf den Gipfeln fast wagerecht gelagerte Schichten, aber dies ist nur auf kleineren Flecken zu beobachten (Braunsberg, Schloßberg von Dévény). Am March-Ufer begegnen wir auch sanfter Ost-Südostneigung. Wenn wir auf nebenstehendes Profil blicken (Fig. 2), wird dessen weitere Erklärung überflüssig.

Diese unterpflügte Schuppe und deren Überschiebung beginnt am Nordwestrand der Lamacser Bucht in Begleitung einer Verwerfung und eines breiten Einbruches. Nach meiner Ansicht verdankt die Bucht ihre Entstehung dieser tektonischen Erscheinung.

Der Ostrand des von Dévény—Hundsheim bis Hundsheim hinziehenden unterpflügten Schildes wird ebenfalls durch zahlreiche Quellen bezeich-



Figur 2. Profil der Kuppe von Dévény zwischen March-Fluß und Károlyfalva.

A = Alluvium; 2 = Löß; 6 = Schotterdecke; 7 = Mediterran Ton und Konglomerat; 9 = Mediterran-Sand und Sandstein; 10 = Leitha-Kalkstein; 11 = Mariataler Schiefer; 13 = Ballensteiner Kalk; 14 = Perm-Quarzit; 15 = Phyllit, Glimmerschiefer, Gneis; 18 = Granit und Pegmatit (1: 75.000).

net. Die wasserreichste darunter ist das Klafferbündel, welches auf unter der Mediterrandecke bloßgelegten Glimmerschiefern entspringt. Diese Glimmerschiefer gehören wahrscheinlich schon zum II. Schilde und fangen das Wasser auf, welches entlang der über ihnen gelegenen Überschiebungslinie in die Tiefe dringt.

An dem westlichen, flachen, etwa 400 m hohen Rücken der Dévényer Kuppe, wo übrigens alles von einer dicken mediterranen Ton- und Leithakalk-Konglomeratdecke verhüllt wird, findet man wirt durcheinander Granit, Schiefer und Quarzit, und das ganze Gebiet der „Quellenzone“ erscheint sehr zerbrochen und zertrümmert. Die Oberfläche ist stellenweise lehmig, sumpfig, anderwärts wahrscheinlich über Schiefem, lagert eine dicke Lößdecke darauf, voller Rinnsale, mit Gneis- und Schieferfetzen

usw. Ich glaube nicht fehlzugeben, wenn ich diese schlecht aufgeschlossene zweifelhafte Zone als Überschiebungslinie bezeichne.

Ausser diesen mächtigen Überschiebungen sind auch andere Dislokationen zu beobachten. Parallel und quer zu den großzügigen Randbrüchen fanden Einbrüche, Staffelbrüche und Verwerfungen statt. Der Schloßberg von Borostyánkő wird von annähernd Nord-südlichen Brüchen durchsetzt, welche wahrscheinlich in große Tiefe hinabreichen, denn in ihrer Nähe beobachten wir im Kalk vulkanische Nachwirkungen (Adern mit Quarzkristallen).

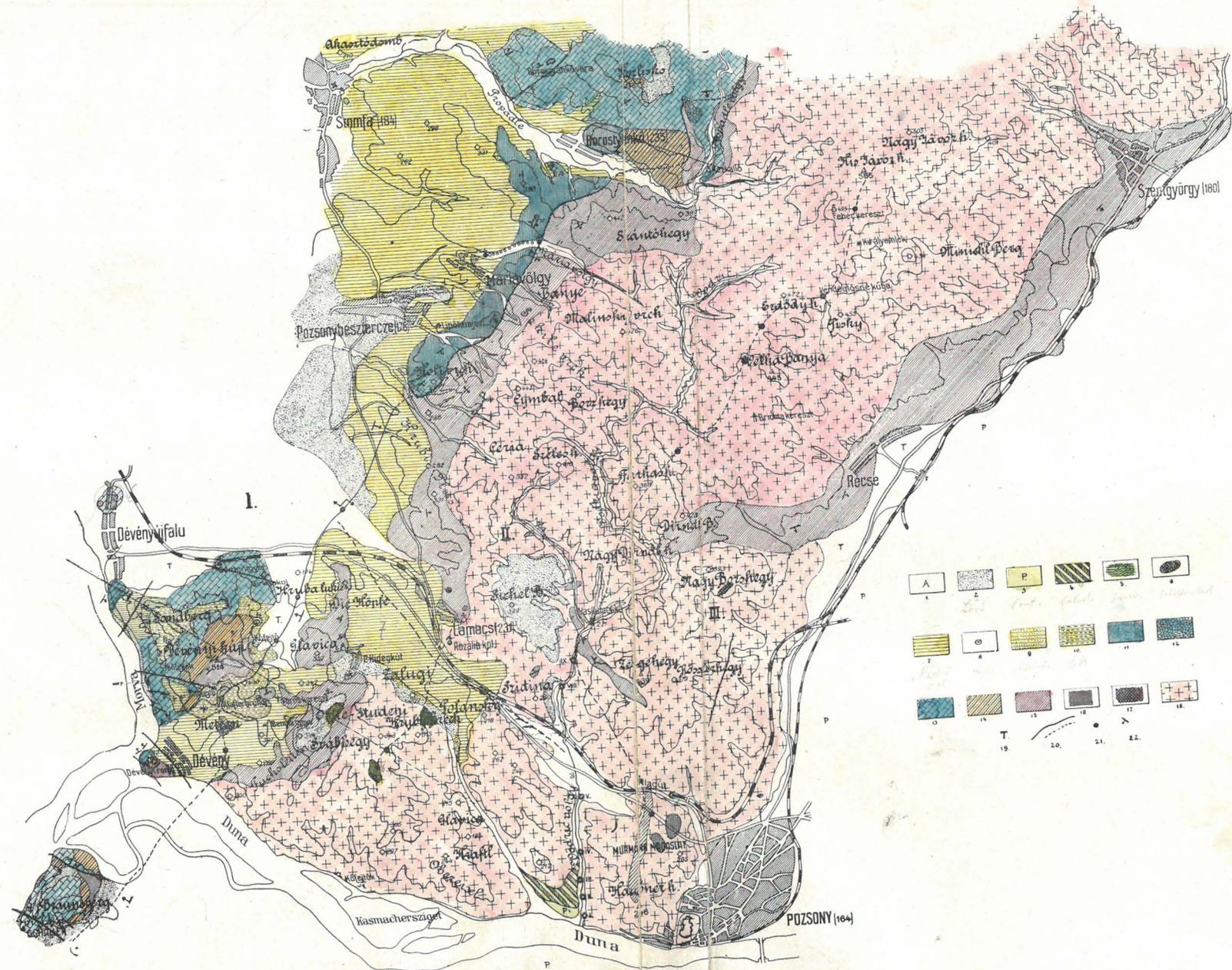
Auch an der Kuppe von Dévény bemerken wir Abbrüche nach mehreren Richtungen. Senkrecht zur ständigen Streichrichtung kamen sowohl am Ende von Újfalú, als auch an der von Dévény Staffelbrüche zu Stande. Die isolierten Quarzitblöcke bei der Hruba luka-er (Preluki) Schafhürde können nur durch Absenkung an ihren gegenwärtigen Ort gelangt sein, auch das Sandberg-Kap, ebenso die ganze Masse des Dévényer Burgberges kann nur als abgerissene Stufe der Kuppe von Dévény aufgefaßt werden.

Der Wechsel von Quarzit und Liaskalk auf dem Gipfel der Kuppe von Dévény ist nur durch Verwerfung zu erklären. Mit obigen gleichgerichtet sind auch die Ausbrüche von Braunsberg und des Hundsheimer Kogl, welche indessen auch von einer schuppigen Überschiebung kleineren Maßstabes begleitet werden (siehe die Karte). Interessant ist das kleine Mariataler Schiefervorkommen, welches am Westfuß der Dévényer Kuppe am Marchufer zutage tritt. Ich glaube, daß sie gelegentlich eines alten Abbruches, als diese Schiefer von der Oberfläche des Kalkes noch nicht durch die Erosion entfernt waren, hierher gelangten, wo sie dann durch darüber gestürzte Schuttmassen bis in die neueste Zeit gegen Erosion geschützt waren. Es ist auch möglich, daß sie zur II. Schuppe gehören und gelegentlich des Randbruches aufgeschlossen wurden.

Das Längsprofil des westlichen Randzuges wird durch zahlreiche Verwerfungen, beziehungsweise Abbrüche gegliedert.

Deren Ursache suche ich in den in die Tiefe geratenen Schiefen, welche für den auf sie geschobenen Schild nicht eine genügend feste Grundlage bilden, sie gaben dem großen Druck — besonders entlang der Randbrüche — nach und veranlaßten Abbrüche. Es ist verständlich, daß bei diesen Abbrüchen Reibungsbreccien entstanden.

Ich fand polygene und homogene Breccien zwischen Kalkstein, Quarzit, Grünschiefer und Granit in allen Permutationen. Hierher reihe ich auch die von Beck erwähnten Porphyroide, welche am Gipfel des Dévényer Schloßberges und an dessen Südlehne anstehen und nichts anderes sind, als Reibungsbreccien von Quarzit mit Phyllit. Wo größere



Geologische Karte der südlichen Endigung der Kleinen Karpathen.

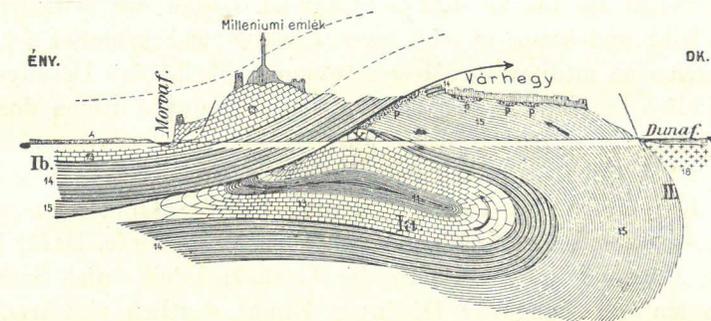
**Zeichenerklärung:** 1. Holozän. 2. Löß. 3. Pannonisch-pontische Schichten. 4. Palucinenton. 5. Sarmatikum. 6. Reste der Schotterdecke (Mediterran?)  
 7. Mediterraner Ton und Konglomerat. 8. Fossilfundorte. 9. Mediterraner Sand und plattiger Sandstein. 10. Leithakalk. 11. Mariavölgyer Deckschiefer (ob. Lias.)  
 12. Wabenkalk (Quellenkalk?) 13. Ballensteiner Kalk (Lias und allenfalls ob. Tras.) 14. Permquarzit und Sandstein. 15. Gneis Glimmerschiefer und Phyllite.  
 16. Diorit. 17. Amphibolitische Kontaktschiefer. 18. Granit und Pegmatitgranit. 19. Schuttkegel. 20. Bruch- und Überschiebungslinien. 21. Quellen. 22. Fallrichtungen.

(8)  
 geschlos-  
 dere Dis-  
 en Rand-  
 statt. Der  
 hen Brü-  
 chen, denn  
 wirkungen  
 tiche nach  
 g kamen  
 y Staffe-  
 a luka-er  
 gegenwär-  
 nze Masse  
 er Kuppe  
 er Kuppe  
 en gleich-  
 Hundshei-  
 bung klei-  
 nt ist das  
 Dévényer  
 tlich eines  
 alkes noch  
 o sie dann  
 gegen Ero-  
 pe gehören  
 zahlreiche  
 Schiefen.  
 gend feste  
 entlang der  
 ndlich, daß  
 Kalkstein.  
 erher reihe  
 Gipfel des  
 und nichts  
 Vo größere

Lageveränderungen stattfanden, finden wir zumeist irgend eine dieser Breccien.

Das Profil des Schloßberges von Dévény vereinigt übrigens die Tektonik des Mariataler Randes und der Dévényer Kuppe und veranlaßte mich in dem verdeckt lagernden tieferen Gebirgstheil der Dévényer Kuppe entlang der Überschiebungslinie (siehe Profil 2.) ebenfalls die eingebrochene Randsynklinale von Pernek—Beszterce zu suchen. An der Südwestwand des Dévényer Schloßberges nämlich (bei der Schiffsanlegestelle) lehnt sich, unter die von Südost sich darüber breiten Phyllite gefaltet eine isolierte Kalkmasse an den Quarzit, beziehungsweise den darunter liegenden Porhyroid.

Das Kalksteinvorkommen tritt in einer vollkommenen kleinen Antiklinale zutage und wird gegen Osten von den Phylliten, gegen



Figur 3. Wahrscheinliches Profil des Schlossberg von Dévény.

A = Alluvium; 11 = Ballensteiner Kalk, Milonit; 14 = Permquarzit; 15 = Phyllit, devonische Schiefer; 18 = Granit. P = Porhyroid; X = isoliertes Kalksteinvorkommen.  
(1: 18750).

Nordwest von Quarzit, beziehungsweise Porphyroidsichten überlagert. Man kann also hier nicht recht von einem Abbruche reden.

Die isolierte und stratigraphisch vollständig abnormale Lage dieser Kalksteine vermag ich nur auf folgende Weise zu erklären.

Die am Mariataler Rand beobachtete Überfaltung begann auch hier, aber in der weiter westlich gelegenen mezozoischen Tafel trat infolge des starken Druckes ein Bruch ein, entlang dessen der von der Verwerfung westlich gelegen Teil der Schuppe gehoben und über die abgesunkene Synklinale geschoben wurde. Mit einem Worte, als die Schuppen der Dévényer Kuppe und des Schloßberges von der davon östlich gelegenen unterpflügt wurden, war der Rand des Mesozoikums schon zum Teil unter den kristallinen Kern eingefaltet. Durch den beider-

seitigen Druck wurde der weichere Kalkstein aufgebogen (siehe Fig. 3.). Zweifellos kann mit einem solchen Sekundär-Bruch die weitere Einfaltung begonnen haben, und begann auch damit, denn die Kraft, durch welche die Einfaltung veranlaßt wurde, war inzwischen durch einfache Überschiebung ausgeglichen worden.

An dieser Stelle können wir auch eine Änderung der Textur in Kalkstein und Phyllit beobachten. In ersterem treten bröcklige Streifen auf, welche vollständig an die stärker verwitterten, fettigen Lagen der Mariataler Schiefer erinnern und zweifellos durch den ausserordentlichen Druck hervorgerufen wurden; in den Phylliten hingegen trat fast senkrecht zur Schichtung ( $10^h 45^o$ ) Druckschieferung ein.

Die Mediterranstufe wird durch Kalkstein, Sandstein, Sand, Ton, Schotter und Leithakalk-Konglomerat vertreten. An der Westlehne des Gebirges reicht sie bis zu 400 m, während sie an der östlichen sehr niedrig bleibt und kaum an ein, zwei Punkten wahrnehmbar ist.

Durch eine mediterrane Meeresströmung scheint das Dévényer Tor offen gehalten worden zu sein, und die Ablagerungen treten doch nur am Westrande in grösserer Masse auf.

Es ist möglich, daß nach dem Mediterran in diesem Abschnitt der Kleinen Karpathen eine Lageveränderung um die Längsachse eintrat, während der Westen sich hob, sank der Osten in die Tiefe. Dafür könnte auch der Umstand sprechen, daß die Leithakalkstein- und Sandsteinschichten am Westhang der Dévényer Kuppe deutlich einwärts, d. h. nach Osten einfallen. In der sarmatischen Zeit wurde in einem strömungslosen Meer am Strande Grobkalk abgelagert. (Steinbruch von Farkasvölgy). Die pannonischen (pontischen) Ablagerungen können vielleicht höher als die sarmatischen gereicht haben, aber sie wurden durch die pliozäne und pleistozäne Denudation und Deflation entfernt, so daß sie heute nur am Rand der Ebene zu finden sind. In Pozsony bewegten sich artesische Bohrungen bis etwa 100 m Tiefe in pannonischen Schichten, dagegen erheben sie sich nur kaum über die Donauebene.

\*  
\*  
\*

Bevor ich meinen Bericht schliesse, möchte ich noch mit einigen Worten auf die Milonitisierung des „Ballensteiner“ Kalkes eingehen. Die Entstehung des Milonit kann nur durch sehr gewalttätige tektonische Bewegungen begründet werden. Der Kalkstein ist in haselnußgroße Stücke zerbrochen, und dazu halte ich eine einfache Überschiebung nicht für ausreichend. Ich stelle mir die Sache so vor, daß die hochgradige Zertrümmerung und Auswalzung des Kalksteines (gerade sowie der Mariataler Schiefer) im Knie der Rand-Antiklinale stattfand. In diesem Ab-

schnitt wurden durch den ungeheuren Druck und die bogenförmige Bewegung die Gesteine buchstäblich gemahlen. Der zerbröckelte Kalkstein wurde nachträglich durch kalkiges Bindemittel zementiert. Der Milonit ist also nur im oberen Flügel der liegenden Synklinale zu suchen, während im unterem Kalkstein und andere Bildungen verhältnismässig unverletzt blieben.

Die am Dévényer Schloßberg und Braunsberg bemerkbare untergeordnete Milonitisierung tritt nur lokal auf und kann nach meiner Meinung als einfache Reibungsbrecie angesehen werden.