

## ERGÄNZENDER GEOLOGISCHER AUFNAHMEBERICHT DES JAHRES 1938 AUS DER UMGEBUNG VON BUDAPEST.

Von: Dr. Franz von Pávai Vajna.

Auf Verordnung der Direktion der k. ung. Geol. Landesanstalt verordnete ich ergänzende geologische Aufnahmen, die sich auf die ganze Umgebung der Hauptstadt erstreckten.

Diese Untersuchungen waren teils stratigraphischer, teils tektonischer Natur. In der Umgebung von Budapest kann nachgewiesen werden, dass mit der Sedimentation des Budaer Mergels ein alterziärer — vorherrschend kalkiger — Sedimentationszyklus beendet wurde. Andererseits können tiefgreifende tektonische Veränderungen gegen das Ende der Sedimentationsperiode des Budaer Mergels nachgewiesen werden, die zu Abschiebungen am linken Donauufer und zur ausgedehnten Ablagerung des bathyalen Kisceller Tones Anlass gaben. (S. Profil des Szépvölgy in Pávai: „Neues Gesteinsvorkommen am Blocksberge und neue Strukturformen im Ofner Gebirge.“ Geol. Mit. Band 54.!) Auch die zweite Bohrung des Városliget und die Tiefbohrung des ung. Fiskus in Őrszentmiklós.

Dass der Sedimentationscharakter des Kisceller Tones eine transgressive war, wird durch dessen untere humose, tuffreiche und foraminiferenarme Schichten bewiesen. Diese ist sowohl aus einzelnen Ziegeleien in Óbuda, als auch aus den Tiefbohrungen der unteren Margaretinsel, aus der zweiten Bohrung des Városliget und aus der Őrszentmiklóser Bohrung bekannt. Wie ich darauf schon in meinem Berichte des Jahres 1936 hingewiesen habe, war die Sedimentation schon vor dem Rupelien zonenweise sehr lückenhaft, nicht nur im Budaer Gebirge selbst, sondern auch in ihrem gegen den Alföld hin abgesunkenen Teile. (S. erste und zweite Bohrung des Városliget, Bohrung von Pünkösdfürdő, Őrszentmiklós und Hajduszoboszló.) Ebenso zeigten sowohl wir in unserem vorhergehendem Berichte, als auch unser Mitarbeiter Dr. Fr.

Horusitzky des mehreren darauf hin, dass die Sedimente des rupelischpannonischen Zyklus noch viel pregnanter die sukzessive zonenhafte Sedimentation und Auffaltung aufweisen. Dies konnte auf Grund der Faziesverhältnisse der kattischen und miozänen Schichten nachgewiesen werden, welche sich auf die herausgehobenen Antiklinalen, Zonen und in deren Zwischenräume regelmässig ablagerten. Eigentlich kann die Wechselwirkung auf unserem Gebiete durch das ganze Tertiär verfolgt werden, welche infolge der auflebenden tektonischen Veränderungen des mesozoischen Grundgebirges in der Ausbildung und Struktur der jüngeren Bildungen zu beobachten ist. Vom Anfange des Rupélien bis zum Ende des Pannon erfolgen Transgressionen und Regressionen mehrfach auf unserem Gebiete. Die Orogenese hat also keine einheitliche Richtung, sondern sie weist eine oszillierend steigende Tendenz in unserem Gebiete auf.

Während dieser langen Periode und auch nachher ist eine ganze Reihe der orogenen Phasen sowohl hier, als auch anderswo bekannt (pyräische, savische, steirische, attische, postpontische Phase. Man kann aber feststellen, dass während dieser orogenen Phasen von der rupelischen Stufe an bis zum Ende des Pannon die Umgebung der Hauptstadt — wenn auch nur zonenweise — doch immer ein Sedimentationsgebiet darstellte. Der rupelische Ton dringt weit in die Täler des Budaer Gebirges vor, welcher in diesem Falle aus mesozoischen und eoänen Gesteinen bestehende Schuppenzwischenräume darstellt. Das kattische Oberoligozän ist im ganzen genommen regressiv (savische Phase). Am Rande des Budaer Gebirges findet sich der Kisceller Ton grösstenteils in Synklinalen (S. meinen Bericht der Jahre 1932—1935).

Das untere Miozän ist wieder transgressiv (Anomienschotter!). Die Schichten sowohl dieser Stufe, als auch die des Helvetien bedecken oft in litoraler oder neritischer Fazies die herausgehobenen Aufwölbungen des Oberoligozäns (Antiklinale von Csomád). Im Helvetien spielen die vulkanischen Tuffe — die infolge der intensiven Vulkantätigkeit der steirischen Phase auftraten — eine grosse Rolle in der Auffüllung unseres Gebietes. Die tortonischen Sedimente transgredieren teilweise wieder. Die sarmatischen kalkigen und sandigen Bildungen sind entschieden mächtiger in den Synklinalen des Tétényer Plateaus als in dessen Halbgewölben. Auf diesen steht heute der Leithakalk nackt an. Inzwischen dringen auf der Linie Budapest—Ujpest—Káposztásmegyér auf die Schuppen des Ofner Gebirges — und die auf dem Streichen dieser Schuppen liegenden jüngeren Falten überquerend, doch ihren Faltungscharakter preservierend — in eine auch auf gravimetrischen

Wege nachgewiesene Depression die mittleren und oberen Miozän-sedimente an jener Stelle, wo sich im Untermiozän (Umgebung von Ujpest und Rákospalota) ein nach O auslaufender Festlandsanteil der Ofner Berge befand. (S. meinen Bericht des Jahres 1936.)

Die Belege der postsarmatischen attischen Gebirgsbildung kann man in der Umgebung der Hauptstadt darin erblicken, dass die Ablagerungen der unteren Lyrceenschichten der unteren pannonisch-pontischen Stufe hier nur von einem Fundort bekannt sind (S. Math. und Nat. Mit. Band 24. L ö r e n t h e y's Angaben aus Kőbánya). Nur später dringen die Ablagerungen der oberen pannonisch-pontischen Stufe vor, indem sie sarmatische Kalke und ältere Miozänbildungen in gleicher Weise abradierten, ähnlich den oberoligozänen Bildungen von Veresegyháza. Ihre Basis war immer das wohlbekannte, dickere-dünnere rote tonige Kongolmerat. Dass aber die unterpannonischen *Melanopsis*-Schichten in der schon erwähnten Donaudepression, und vielleicht im N auch anderwärts vertreten waren, wird dadurch bewiesen, dass in den Donauterrassenschottern bei Ujpest nebst eingewaschenen eozänen-oligozänen und miozänen Fossilien manchmal schwach abgewätzte *Melanopsis* (*Lyrcaea*) *vindobonensis* und *M. martiniana* Exemplare zu finden sind. Trotzdem besteht die Tatsache, dass in der Zeit der attischen Gebirgsbildung bei uns Erscheinungen des Sedimentationsmangels — also eines Hebungsprozesses — auftreten.

Am Ende der oberpannonischen Sedimentationsperiode treten dann Ablagerungen auf, die anzeigen, dass nach der Bildung der Tone die Gebirgswässer deltenmässige, kreuzgeschichtete Sandsteine, Säugetierfaunen einschliessende Sande (Gödöllő) und zwischenlagernde sandige Tonschichten mit *Unio Wetzleri* und *Helix* (Soroksár) abgelagerten.

Zwischen diesem schon angeführten Teilen des Beckenrandes schrumpfte die Zone der Binnenseen immer mehr ein. Dies kann durch die Faunen belegt werden, so z. B. SÖ-lich von Fót (S. den Bericht von Fr. H o r u s i t z k y Vom Jahre 1933). Weiter, in der Gegend von Gödöllő, Mogyoród Isaszeg und Rákoscaba, finden wir im Hangenden dieser Schichten eine 1—3 m mächtige dünne Kalkmergelschichte knolliger Struktur mit Seekreide und Kalkschichten.

Diese kalkige Ablagerung wird vom Kollegen Dr. Vigh vom Fusse des Mátragebirges erwähnt. Auch ich konnte dasselbe schon im Jahre 1910 zwischen den Ortschaften Polgárdi und Balatonfőkajár, im Hangenden des ähnlich kreuzgeschichteten Sandes (*Unio wetzleri*-Niveau), am Rande des dortigen paleozoischen Rumpfgebirges — also

wieder in litoraler Ausbildung — nachweisen (S. die Monographie L ó c z y's P. 277 im ung Text).

Diese Kalksteine wurden von älteren kartierenden Geologen einfach als Süßwasserkalke hingestellt. Fossilien fanden sich in ihnen jahrelang nicht, mit Ausnahme einiger nicht näher bestimmbarer Reste auf der Wiese von Rákoscaba. NÖ-lich der Ortschaft Fót sammelten wir vom Acker über der Wiese und an der Seite des dortigen Weinberges viele Kalkstücke und Blöcke, welche nach den Bestimmungen des Herrn Kollegen Dr. J. S ü m e g i folgende Fauna enthielten: *Vitrea?* Sp.; *Monacha* (*Monacha*) Sp.; *Triachia* Sp.; *Tachea?* Sp.; *Caryhium* Sp.

Diese Fossilien sind mit jener Fauna verwandt, die ich am unteren Teile des Soroksärer Donauufers — in der Nähe der oberen Ecke des dortigen Strandbades — einsammeln konnte. Sie gehört also zweifellos in das oberpannonische Niveau der *Unio wetzleri*. Glücklicherweise fand ich diese Fauna eben in der Gegend des Fóter 215 m Punktes, welcher aus helvetischen Tuffen besteht. Daraus erhellt, dass der aufgelagerte Kalk mit diesen Tuffen nicht gleichalterig sein kann (S. Bericht P. R o z l o z s n i k's). Obwohl auch tuffige Stoffe hereingewaschen sind, und nichts diese Stoffe nach der Durchwaschung in der erneuten Ab- und Auflagerung hinderte.

Aus dem Vorgetragenen folgt — was ich schon früher betonte — dass diese kalkige Deckschicht das Eintrocknungsprodukt des zusammenschumpfenden tropischen und auf kleinere Teilbecken zerfallenden pannonischen Binnensees ist. Diese Bildung sperrte jene Sedimentreihe ab, die oszillierend vom Rupélien bis zum Ende der pannonisch-pontischen Stufe dauerte. Sie schloss in einem die Reihe der Terziärbildungen ab, und bildet so die natürliche Obergrenze des Terziärs.

Was oberhalb dieses Niveaus abgelagert wird, das gehört sowohl nach seiner Facies, als auch nach faunistischem Gesichtspunkt in einen anderen Sedimentationszyklus: ins Quartär.

Betrachten wir diese Frage etwas näher.

Die Bildungen, die wir im Liegenden dieser oberpannonischen Kalkes vom Rupélien ab kennen, sind entweder marine, brackische oder lakustre Ablagerungen oder sie sind Uferablagerungen der Flüsse die in die Binnenseen liefen. Endlich sind sie kalkige Endprodukte der Einschrumpfung des ungarischen Binnensees, die durch Gebirgsbildungsprozesse und tropisches Klima hervorgerufen wurde. Die terrestrische Fauna worauf Frl. Dr. M. M o t t l in Verbindung mit dem Gödöllöer Vorkommen hinwies — ist auf Grund des vorgeschrittenen terrestrischen

Charakters schon ein Vorläufer des folgenden Quartär — wie dies auch zu erwarten ist.

Zwischen der pannonisch-pontischen und der levantinischen Stufe ist die rhodanische Gebirgsbildung zu erwarten. Die im Vorigen erwähnten oberpannonischen kalkigen Sedimente werden beinahe überall von einem in ihrem oberen Teile stark rot gefärbten tonigen Sediment bedeckt, das stellenweise grosse Mächtigkeiten erreicht und Kalkmergelkonkretionen enthält (z. B. zwischen Nagytarcsa und Pécel). Dieser Ton kann wohl kaum anderes als das Verwitterungs- und Eluvialprodukt des kalkigen Sedimentes in dem noch immer warmen Klima darstellen, d. h. eine Heraushebungsperiode. Wir können es gegenwärtig noch nicht faktisch belegen, doch vermute ich, dass die rhodonische Phase ziemlich bedeutend war da sie einen neuen Sedimentationszyklus eröffnet. Hier, am Rande des Alföld und im Grundgebirgsgürtel treten in dieser Periode grosse Heraushebungen auf. In meinen vorhergehenden Berichten zeigte ich des öfteren darauf hin, dass das oberpannonische kalkige Hangende der mehrfach gefalteten Aufwölbung Rákosc-saba—Pécel—Ecsér nach ihrer Sedimentation eine mehr als 100 m betragende Heraushebung aufweist. Sonst könnten wir diese Leitschicht nicht von 150 m Meereshöhe bis zum Gipfel des 245 m hohen Erdő-Berges verfolgen. Noch grösser ist jene Heraushebung pannonischer Sedimente, die in der Gegend des Széchenyi- und Kakuk-Berges bis beinahe 500 m Meereshöhe zu beobachten ist.

Wir wissen, dass auch am NÖ-lichen Ende der Alpen so hoch aufgeschobene pontische Ablagerungen erwähnt werden (Winkler). Wenn wir am Rande des Alföld — und so an dem Rande des ungarisch-kroatischen Beckens — in den Beckenablagerungen selbst eine Heraushebung von 100 m antreffen und an den Randschuppen des Grundgebirges die Elevation den Wert von 350 m erreicht, so mussten riesige Emporhebungen im Alpenzuge selbst erfolgen.

Indem wir diese Heraushebung mit Recht auf den Anfang des Quartärs setzen, können wir logisch folgern, dass die Heraushebung der Randgebirge durch das weitere Einsinken des Beckeninneren hervorgerufen wurde. Diese Unterschiebung hob schräg gegen die Becken hin auch die Randgebirge heraus. Die Heraushebung der Ränder und die Einsenkung der Becken eröffnete wieder die Möglichkeit einer Denudation und Sedimentation. So konnte die Bildung der levantinischen Schotter beginnen. Wir sehen, dass diese Schotter durch Csomád, Csömör, Rákoskeresztúr und Pestszentlőrinc allmählich unter die Oberfläche des Alföld sinken. Dasselbe Schicksal erreicht auch die pleisto-

zänen Schotterterrassen. So beginnt zur Nivellierung der grossen Terrainunterschiede eine neue Sedimentation. Die neue Hebung der stark emporgehobenen Randgebirge — welche diese Gebirge hoch über die Schneegrenze hob — erhöhte so stark die Gesamtheit dieser mit ewigem Schnee und Eis bedeckten Gebirge, dass die Abfalls- und klimatischen Bedingungen des ganzen alpin-karpatischen Systems gänzlich verändert wurden. Der Wechsel pleistozäner Glazial- und Interglazialperioden ist — meiner Meinung nach — auch nichts anderes, als die Folge der langsamen aber stetigen Oscillationen der orogenen Bewegungen. Dieser periodische Wechsel der glazialen und interglazialen Perioden entspricht dem Wechsel der Transgressionen und Regressionen ohne der Gefahr der Verwechslung orogener und epirogener Prozesse. Diese letzteren sind nicht auf Orogenengebiete — in unserem Falle auf das alpin-karpatische Orogengebiet — bezeichnend.

Wir betonten schon des öfteren in älteren Schriften, dass die pleistozänen Klimaänderungen und die Tiefe der Seen Funktionen orogener Veränderungen seien, ebenso wie die Entstehung unserer einheimischen Seebecken (Balaton-, Fertő-, Velence-See) und anderer Depressionsgebiete. Das erneute Absinken der paleozoischen Gebirgszone verursachte die Orogenese, die Auffaltung der terziär-pleistozänen Sedimentationsgebiete und wurde Ausgang der rezenten Binnenseen und — durch diese als Durchgangsstadien — der Meereszonen der Zukunft. Nach diesen allgemeinen Bemerkungen folge hier die geologisch-tektonische Karte der Antiklinale Pécel—Ecsér—Rákoscsuba, welche besser als alle Beschreibungen die postpontische Hebung und die mehrfach in Stränge gefaltete Struktur desselben demontstriert.

Was die praktische Bedeutung anbelangt, besteht alles, was wir in Verbindung mit ähnlichen Strukturen in unseren älteren Berichten festgestellt haben. Es ist aber zu betonen, dass wir hier mit mächtigen Hangendschichten zu tun haben, und so die Verbiegung der Bohrlöcher das Resultat noch weitgehender beeinflussen kann, als auf den NW-lich und W-lich liegenden Gebieten.

Die Ergänzung der tektonischen Eigenschaften des auf beiliegender Landkarte abgebildeten Gebietes kostete einen beträchtlichen Teil meiner Aufnahmezeit. Das erste und zweite Bild beweist, dass die das Terziär abschliessenden Kalkschichten schon ein ziemlich steiles Einfallen haben. Das dritte Bild zeigt klar, dass in der relativen Synklinale von Pécel (Wegeinschnitt von Tápió) das nach O gerichtete Einfallen der Pleistozänschichten klar zu beobachten ist. Nagy Fig. 4 ist in den Pleistozänschichten die Synklinale selbst gut zu photographieren.

Diese ist am Westende der Pécel'er Ziegelei. Es ist auch aus dem pleistozänen Tonschichten der Fig. 8 gut zu entnehmen, dass sie am östlichen Ende der Ziegelei schon ein westliches Einfallen aufweisen.

An letzterer Stelle finden wir im Hangenden des pleistozänen Sandes und im Liegenden des Lösses jene humosen Tonschichten, die die Synklinale aufweisen. Ihre fossile Moos-Flora wird Herr Prof. I. Györfy in Szeged bestimmen.

Auf Grund der vorliegenden 5 Figuren ist es klar, dass auf unserem Gebiete die oberterziären, und im Liegenden des pleistozänen Lösses auftretenden Schichten sich nicht mehr in ursprünglicher horizontaler Lagerung befinden, sondern aus dieser tektonisch herausbewegt sind. Dieser Umstand wirkt sehr natürlich, wenn wir wissen, dass hier, in der Gegend von Pécel in den wahren und relativen Synklinalen von den Talsohlen an bis zu den Spitzen der 301 m hohen Bai-Höhe und des 283 m hohen Hüdöer Berges alles aus geschichteten pleistozänen Tonen und Sanden besteht. Im Hangenden folgt der ungeschichtete, oder der aus humosen und roten Tonschichten bestehende Löss.

Ich muss hier die Behauptung unserer Gegner zurückweisen, die die im Löss gemessenen Werte des Schichtfallens bezweifeln. Denn erstens leuchtet ein, dass unter den pleistozänen Ablagerungen genügend geschichtete zu finden sind, die eine Möglichkeit zu Messungen des Schichtfallens bieten. Zweitens bezeugen sie dadurch die Unwissenheit über den geschichteten Charakter des Lösses.

Sicher ist, dass in den Synklinalen der Umgebung von Pécel auch heute noch eine mehr als 150 m mächtige pleistozäne fossilhaltige Sedimentreihe (z. B. *Vallonia pulchella*, *Pupa muscorum*, *Helix hispida*) zu finden ist. Bestimmt wurde auch viel seit der Sedimentation wegerodiert. Es ist hier von den Sedimenten einer so langen Periode die Rede, dass wenn wir auch die Bildungen des liegenden Levantikums ausser Acht lassen, während und seit dieser Periode tektonische Veränderungen in der Erdkruste erfolgen mussten. Auf dem NW-lichen Vorsprung des Isaszeger Öreg-Berges (260 m) zeigt sich besonders klar (S. Profil Nr. 1.) dass über der pannonisch-pontischen Kalkbank nur roter Ton lagert. Auf diesen folgt dann der graue Ton des Pleistozän. Aber auch anderswo kennen wir in der Umgebung von Budapest keine fossilhaltige, ausgesprochen levantinische Bildung ausser den Schottern. Es leuchtet also ein, dass in der Zeit der Bildung der levantinischen Sedimente — auch auf Grund der roten Tonbildungen — auf unserem Gebiete — wenigstens an diesem Rande des Alföld — eine

kontinentale Periode herrschen musste, wo höchstens Flussschotter sich ablagern konnte.

So ergibt sich also der stratigraphische Beweis der postpontischen (rhodanischen) emporgehobenen Faltungen und Antiklinalen in der Gegend von Isaszeg, Rákoscsaba und Gödöllő.

Einwärts von diesem Beckenrande bildete sich in der Periode der rhodanischen Auffaltung jene Alfölder Einsenkung aus, welche von den dicken fluviatilen und lakustren Ablagerungen des Levantikum und des Pleistozän aufgefüllt wurde. Diese Auffüllung geschah aber nach den Angaben der Alfölder Tiefbohrungen und Gravitations-, resp. seismischen Aufnahmen auch nicht gleichmässig. Da nach Angaben der Örszentmiklóscher Bohrung in der Tiefe eozän-triassisches Grundgebirge liegt, erwarte ich eine solche Grundlage auch hier unter dem von der rhodanischen Orogenese emporgehobenen Gebirgsrande. Wir wissen nämlich, dass unter dem Balaton, und Fertő-See und anderen jungen Depressionen paleozoische Gebirgszonen abgesunken und auch heute noch im Sinken begriffen sind. Sicher ist, dass an jenen Stellen des Alföld, wo das Pleistozän und Levantikum sehr mächtig ist, das paleozoische variszische Grundgebirge jung abgesunken ist. An solchen Stellen können wir an rentable Aufschlüsse der Kohlenhydrogene nicht denken. Umso intensiver musste sich die Faltung in der Umgebung solcher abgesunkenen Zonen ausgewirkt haben. Da liegt nun die Erklärung der zahlreichen und bedeutenden Erdölspuren der Bohrungen jener Gebiete (Békés, Orosháza, Mezöhegyes etc.).

Viel wurden die sogenannten „Sackschotter“ besprochen, die im Hangenden der levantinischen Schotter in der Umgebung von Budapest aufzufinden sind. Ohne sich auf die verschiedenen Hypothesen einzulassen, die diese Erscheinung von verschiedenem Standpunkte erklären wollen, lege ich einige Bilder jener Profile vor, die im Eisenbahneinschnitte O-lich der Station Rákoshegy in der Umgebung des Fixpunktes 153 m in den Tongruben unter der Brücke zu finden sind.

Hier sind junge, mit dünner Seekreide wechsellagernde Pannonschichten aufgeschlossen. Offensichtlich ist dies eine tonige Fazies des im N und O schon vielfach erwähnten kalkigen Eintrocknungsproduktes. Ich konnte diese Bildung N-lich und S-lich von Rákosliget, in der Gegend der Ferihegypuszta bis Vecsés, ungefähr in der relativen Synklinale der Aufwölbung Ecsér—Pécel—Rákoscsaba in den Schächten beobachten. (Fig. 6.) Die fingerdicken, grauen und humosen Seekreide- und Tonschichten sind so kaotisch gefaltet, wie ein mit Mehl grob zusammengekneteter Teig. Diese Schichten ergaben fantastische Schnitte



in den Schächten. Die Arbeiter nannten sie sehr treffend „Tigerfelle“. Fig. 7 und 8 geben einen guten Begriff vom Ausmass dieser Erscheinung. Ein in vieler Hinsicht ähnliches Bild liefern die Sackschotter und Tundrenböden, obwohl der hiesige Fall zweifellos keines der beiden ist.

Als sich dieses pannonische Sediment bildete, folgten das kalkige Eintrocknen und die Schlammabsetzung wiederholt dicht aufeinander. Dieser plastische Schichtkomplex wurde dann einer Deformation unterworfen, die viel grösser war, als die Deformation ihres unmittelbaren Liegendgesteins. Wir sahen, dass diese kalkige Eintrocknung am Ende der Terziär, bei Abschluss der pannonisch-pontischen Sedimentation infolge der relative schnellen Heraushebung erfolgte, welche wir hier im ganzen Levantikum nachweisen konnten. Dort wo das Liegende dieser kalkigen Sedimente tonig war, konnte sie sich gegen die relativen Synklinalen, den Einsenkungen hin scheinbar nicht verfestigen, sondern sie rutschte noch plastisch ab und wurde ineinander gestaut und kaotisch durcheinandergefaltet. Nur nachträglich erfuhr sie die Diagenese. Auf diese setzte sich dann, auf denudierter Oberfläche der levantinischen Schotter, Löss- und Dünen sand ab. Das ist der dritte Beweis der rhodanischen Bewegung. Diese Erscheinung ist nicht isoliert.

In der Tongrube der verlassenen Ziegelei unter der Aufschrift „Gyüjtőfogház“ fällt eine 1 m mächtige pannonische Viviparen-Sandsteinbank ziemlich flach nach NNW ein (ober dem Pumpmotorhause der Lederfabrik auf der Ujhelyer Strasse).

Diese weist nach Fig. 9 in der Nähe der Erdoberfläche eine Sandigkeit auf, ihrer bisherigen allgemeinen Fallrichtung entgegen. Man muss auch hier auf der Peripherie der Antiklinale Kőbánya—Csömör auf eine ähnliche Erscheinung denken, — freilich in einem Ausmass welche den Eigenschaften des Gesteins entspricht —. Sicher ist, dass diese Erscheinung weder durch pleistozäne Einstauung noch durch Tundrenbodenbildung erklärt werden kann. Nach N in der Tongrube der Drasche'schen Ziegelfabrik neben dem Rákoser Bahnhof sind sehr mässige Bruchfaltungen zu beobachten, welche auch an der Oberfläche des liegenden Sarmatenkalkes auftreten. Fig. 10 zeigt eine solche Faltung im dem zweiten Niveau des Profiles. Hier herrscht der hangende kreuzgeschichtete pannonische Sand, der hier auch abgebaut wurde. Infolge der Faltung erstreckt sich hierher jedoch eine auf dem Bilde sichtbare tonige Faltenachse hinauf. Auf dieser Falte — doch nur hier — findet man pleistozänen Schotter in- und oberhalb des kreuzgeschichteten pannonischen Sandes. In der Synklinale zwischen den Falten lie-

gen dicke, nicht sackige pleistozäne Sedimente im Hangenden des Terziär. Es scheint, dass der sackige Schotter eine Folge der tektonischen Heraushebung ist. Infolge der Heraushebung sank das einstige Grundwasserniveau langsam tiefer und tiefer und wusch unter dem Schotter den Sand aus.

Demzufolge sackte auf den Wegen der Wasserauswaschung der Schotter ein. So bildeten sich die Sackschotter.

Diese Faltung hat aber noch einen anderen Beleg. Auf ihren O-Flügeln wird sie von einigen Verwerfungen gestört, welche eine Sprunghöhe von einigen Metern haben (Fig. 11). Entlang diesen kleinen Verwerfungen kamen kalkige Lösungen ans Tageslicht. Diese lagerten seekreideartige Sedimente in den unter dem Sande liegenden Teil der Spalte. Nach unten zu hat die Spalte eine tonige Ausfüllung, nach oben hin geht die kalkige Ausfüllung in sandige über. Daraus folgt, dass auch in den sandigen Sedimenten des Alföld kleinere junge Verwerfungen auftraten, die nicht wahrzunehmen sind. Zwischen den Tonen in ihrem Liegenden sind sie durch kalkige und tonige Sedimente verstopft, so dass entlang ihnen aus der Tiefe keine Lösungen mehr aufbrechen können.

Ein gutes Beispiel liefert der ungefähr 5 m hohe postpontische Abbruch des sarmatischen Kalkes in einer von hier W-lich liegenden, verlassenen Tongrube. Dieser veränderte weder das Streichen, noch das Einfallen des Kalkes wesentlich und brachte auch keine Termallösungen heraus. Wenigstens sind Spuren nicht vorhanden. Noch eins: Diese Verwerfungsrichtungen sind quer diagonal zur Richtung des Donautales; sie sind weder parallel noch sind sie solche Richtungen welche auf dem linken Donauufer anderswo: in der miozänen Schottergrube von Mátyásföld oder unter Alsógöd bis zum Gasthaus Révház zu finden sind. Was wir dort sehen, wie später darauf noch hingewiesen wird, ist das Resultat einer sehr jungen Bewegung.

In Alsógöd fallen miozäne, Fossilbruchstücke enthaltende Tonschichten auf der W Seite des 121.1 m hohen Donauufers unter 8 Grad in Richtung 3<sup>h</sup> ein. Diesem Tone schliesst sich nach S hin — ob mit einem Bruche oder anderswie, konnte ich bisher noch nicht entscheiden — ein grob brecciöser Eruptivtuff an, auf welchen sich feine tonige tuffige Schichten lagern. Sie fallen mit 11 Grad gegen 13<sup>h</sup> ein. Viel bedeutungsvoller ist, dass auf dem Fixpunkte 121.2 m der hoch auf dem miozänen Donauufer liegende, pleistozäne Stadterrassenschotter kaum 1 km nach S hin ganz bis zum Donauufer herabreicht. In

130 m Länge wird das Ufer nur von dem hangenden Sand und humosen Ton dieses Schotter gebildet.

Oderhalb der — vom Fixpunkte 119 m NW lich liegenden, reiche Quellen enthaltenden — Schlacht erhebt sich die grobkörnige Abart des Eruptivtuffs auf cca 250 m Seehöhe. Dieser ist auch am Boden des erwähnten Grabens zu finden. Dieser Tuff fällt wieder nach S ein, und verändert sich oberhalb dem Punkte 120.8 m in feinen, tonig geschichteten Tuff mit einem Einfallen von 8 Grad unter 13—14<sup>n</sup>. Die Stadtschotterterrasse sinkt auch allmählich nach einer jähren Erhöhung wieder in die Tiefe, so dass sie zwischen dem Fixpunkte 120.8 m und dem Gasthause „Révház“ wieder das Donauniveau erreicht. Infolgedessen finden wir beim Gasthaus sozusagen im Niveau des Wassers einen kleinen Schotterabbau, und die Ufer sind wieder aus Sand und Löss aufgebaut. Die einmalige Wiederholung der zwei verschiedenen Tuffarten unter dem gleichen Einfallen zeigt auf eine Verwerfung hin. (S. zweite Landkartenbeilage!)

*Das Alter dieser Verwerfung muss auf Grund des successiven Absinkens der Stadterrassenschotter jünger, als die Ausbildung der Stadterrassen gesetzt werden. Sie müsste sich also in viel jüngerer Zeit ereignet haben, als alle bisher auf dem Gebiete besprochenen geologischen Prozesse.*

Unsere Messungen des Schichtfallens zeigen, dass hier in der Gegend der Rév-csárda gleichzeitig eine Synklinale auftritt. Dagegen treten auf dem von hier in N-licher Richtung liegenden Faltenflügel von NNO nach SSW einfallende Verwerfungsabschiebungen auf, welche mit einer weiteren Wellenbewegung in der Gravitationsdepression von Dunakeszi kalminieren. Dieses Gebiet ist auch nach dem pleistozänen Fallwert eine zwischen Faltenstränge eingebettete Synklinale. Hier fand ich keine Terrassenschotter an der Oberfläche, ganz bis zum Fixpunkte 109 unterhalb Dunakeszi, in deren Nähe auf der W Seite des Weges dieser Schotter in einer 3 m tiefen Grube gewonnen wird. Diese liegt aber wieder auf einem Faltenflügel. Südwärts von hier sah ich wieder keine Terrassenschotter bis zum Palotaer Bache wo sie dann gegen Rákospalota, Sikátorpuszta und Fót zu verfolgen sind und durch Ujpest in die Richtung von Zugló und Pest hinziehen. Hier sind sie im allgemeinen in tieferer Lage als in Ujpest. Auf dem Lágymányoser Teil finden wir sie bis zu 100 m Meereshöhe.

Im Stadtteil Tabán, unter dem Szebeni Antal Platze liegt auf der tonigen, abgeschnittenen Oberfläche des Ofner Mergels in plus 9.46 m

Höhe über dem O Punkt der Donau ein Flecken der Stadterasse. Doch wird dieser Flecken vom Schotter des Ördögárok gebildet.

Es ist bezeichnend, dass oberhalb dieses Schotters in einem gelben lössartigen Ton dünner, weisser Sand auftritt, welcher unter 4 Grad in derselben Richtung einfällt, als das unterlagernde Budaer Mergel. Dieser weist einen Einfallswinkel von 10 Grad auf. Trotz des grossen Altersunterschiedes zeigt sich also hier nur eine Winkeldiskordanz zwischen den Bildungen des Oligozän und des Jungpleistozän.

Das Gebiet der Hauptstadt lassen wir einstweilen wegen dem eingebauten und stark aufgefüllten Innenteile aus. Wir untersuchen die Falte von Pestszenterzsébet, die unterhalb der Csepeler Brücke auch die sarmatischen Kalke am linken Donauufer an die Oberfläche bringt.

S-lich von der Gubacser Ziegelei, auf dem Punkte 117 m findet man den Stadterassenschotter und seine sandigen Hangendschichten oberhalb den pannonisch-pontischen Tonschichten, welche den sarmatischen Kalk überlagern. Da dieser Aufschluss ziemlich nahe ist, kann sich jedermann überzeugen, dass die Tonschichten flach gegen SO einfallen (Fig. 14) und dass der auflagernde Terrassenschotter nicht horizontal gelagert ist, sondern — von OSO betrachtet — uns zu einfällt (Fig. 15).

Wenn wir diesen Schotter gegen Soroksár der Eisenbahn entlang verfolgen, so sehen wir, dass die Quellen, die der Basis des Schotters folgen, sukzessive in immer niedrigeres Terrain absteigen, um endlich gegenüber dem Fixpunkte 118 m (nach W) überhaupt nicht mehr unter dem Eisenbahndamm an die Oberfläche zu kommen. Doch dort, wo die Eisenbahn unter die Landstrasse biegt, kommen sie wieder zum Vorschein. Unter dem Hochufer werden auch die pannonischen Tone am Ende der Gubacser Insel abgebaut. Die Neigung dieser Schichten ist aber — entgegen deren der Gubacser Ziegelei — 4 Grad nach 23<sup>h</sup>.

Südwärts bei der Einmündung des nächsten Weges, beim oberen Ende des Strandbades — neben dem Fundorte der Unio Wetzleri und Helix, hinunter bis zum Zigeunerviertel — tritt eine hohe, pannonisch-pontische „Felsenterrasse“ auf. Nur auf diesem liegt Stadterassenschotter. Inzwischen biegt aber W-lich der Kirche des Marktplatzes das Schichtfallen auch nach S mit 10 Grad. Bei Pesterzsébet und Soroksár liegt der Terrassenschotter in 110 m Meereshöhe. In der zwischenliegenden Synklinale geht er bis zum Niveau des Donauarmes herab. Das wird auch durch die Brunnengrabungen der Umgebung bewiesen.

Hinunter, Dunaharaszti zu, ist schon kein pannonisches Donauufer zu finden, sondern der Schotter und dessen Quellen ziehen unmittelbar

ober dem Niveau des Donauarmes hin. Die Schottergruben des Dorfes liegen in ungefähr 100 m Meereshöhe. Auf dem unteren Ende der Ortschaft Dunaharaszti, bei der Kalvarienkapelle findet man wieder keinen Schotter. In der ganzen Länge des Donaustrandes bei Taksony dagegen zeigt der Donauarm wieder eine pannonische-pontische „Felsenterrasse“. Auf ihr sind die Stadtterrassenschotter zu finden. Sonderbar ist nur, dass sowohl die pannonischen als die pleistozänen Schichten hier, am oberen Ende der Ortschaft Taksony, keine Antiklinale, sondern eine Synklinale aufweisen (S. 3. Kartenbeilage, Masstab 1:75.000). Doch ist diese Synklinale die Fortsetzung jener grossen Synklinale, die nach NO gehend die grosse junge Antiklinale Ecsér—Rákosc-saba—Pécel von SO begrenzt. Gegenüber bei Érd und Szászhalombatta sind oft ebensolche pannonische Schichten mit humosem Oberniveau zu finden, wie bei Soroksár und Taksony. N-licher, bei Budafok—Csepel und Pestszenterzsébet finden sich sarmatische Kalke oder abwechselnd andere Miozän- oder Oligozän-schichten bis Felsőgöd und in der Donauenge von Visegrád an beiden Ufern. Das Streichen aller terziären Sedimente im Donautale bei Budapest überquert also das Bett der Donau. Dort liess sich seit der Ablagerung des Kisceller Tones kein der Donaulinie paralleler Abbruch grösseren Masstabes nachweisen. Das hiesige Donautal ist nach dem älteren levantischen und jüngeren Pleistozänterrassen kein tektonisches, sondern ein Erosionstal, in welchem sich zwar tektonische Bewegungen das ganze Terziär hindurch, ja sogar im Pleistozän abspielten. Doch waren diese im allgemeinen Faltungsbewegungen und ihre Richtungen *überqueren das Tal der Donau*.

Diese tektonischen Bewegungen sind teils so jung, dass sogar die jungen pleistozänen Stadtterrasen durch sie aus ihrer ursprünglichen Lage herausgekippt wurden. Und zwar weisen diese Terrassen bei Alsógöd eine Bruchstruktur, bei Soroksár und Taksony eine ausgesprochene, gut verfolgbare Faltenstruktur auf. Als ich darauf schon hingewiesen habe, berühren diese jungen Bewegungen auch die Vertiefung die vom rhodanischen Faltenstrang Ecsér—Pécel—Isaszeg dem Alföld zu liegt. Man kann sich demzufolge nicht wundern, dass die Bohrungen von Hajdúszoboszló und Debrecen — die in die bis 60 m emporgewölbten Pleistozänschichten abgeteuft worden sind — auch die pannonischen, sogar sarmatischen, miozänen und oligozänen Sedimente höher emporgehoben fanden, als in anderen Alfölder Bohrungen. (S. Jahresbericht 1930—1935. der k. geol. Landesanstalt.) Die jungen Bewegungen des Donaufers lassen keinen Zweifel darüber, dass die durch das ganze Terziär verfolgten gebirgsbildenden Bewegungen sich oscillierend auch ins junge Pleistozän

fortsetzten und eine hinreichende vertikale Ausmasse besaßen um dicke Pleistozänschichten messbar zu deformieren. Schauen wir, was für andere Erfahrungen man im Donautale aus diesem Standpunkte gewinnen kann. Ich erwähnte schon in vorhergehenden Berichten, dass der levantinische Schotter auf dem linken Ufer der Donau auf dem Magasberg von Csömád (274 m), auf dem Hátulsóberg, ober den Ortschaften Mogyoród, Csömör und Cinkota in der Richtung von Rákosliget, Rákoskeresztur und Pestszentlőrinc tief bis zu 120 m Seehöhe hinunterzieht. In der Gegend von Mogyoród—Rákosliget hat er einen ausgesprochenen Terrassencharakter. Mehr nach S hin in der Synklinale Soroksárpéteri—Rákoskeresztur häufte er sich als Schuttkegel auf. Weiter S-wärts wird er durch den älteren pleistozänen Terrassenschotter bedeckt, dessen Material teils vom vorigen grob durchgewaschen ist. Diese herrscht hauptsächlich auf dem Gebiete zwischen Vecsés, Gyálpusztá und Alsónémedi vor, im Liegenden mit den sukzessive absinkenden levantinischen Schotter. Dieser ältere Pleistozänschotter lässt sich übrigens im Hangenden des Sandes und Schotters der vom Rákoser Bahnhof S-lich liegenden Ziegeleie über die Gegend von Mátyásföld und Rákosszentmihály, des weiteren Ö-lich von Sikátorpusztá, in der Gegend von Fót, sowie bei Kisalag und Imreházamajor ganz bis zum Fixpunkte 214,5 verfolgen, welche von letzterer in N-licher Richtung liegt.

Unter diesem bedeckt der schon mehrfach erwähnte jüngere Terrassenschotter ein Gebiet, auf dem flachen Terrain von Alsógöd, Ujpest und Fót durch Zugló, Pesterzsébet, Soroksár und Taksony hindurch, über Dunavarsány und Levegőcsárda, ganz bis zur Aufschrift „S. G.“ unter Pereg. Freilich traf ich diese Bildung überall im von mir bis Szigetszentmiklós begangenen oberen Teil der Csepel Insel in dem unter die Oberfläche abgeteuften Schächten. Ob diese Schotter alle zu den Stadterrassen gehören, oder auch jüngere Schotterbildungen hier auftreten, ist eher eine dem Geographen näherliegende Frage. Wir beobachteten, dass wo eine altholozäne Terrasse auftritt, die im allgemeinen eher eine tonige als schotterige Beschaffenheit aufweist und keine Felsenterrassen-Grundlage besitzt. Sie bedeutet einfach einen Einschnitt in die ältere Auffüllung des Flussbettes. Die Vertiefung des Flussbettes — die nach der Bildung der Stadterrassen einsetzte — war bei vielen Flüssen so mächtig, dass sie heute noch in die Auffüllungsschichten einschneiden, die nach dieser Vertiefung abgelagert wurden. Das wäre die Erklärung des wohlbekannten Fehlens der „Festerrassen“ der altholozänen Terrasse.

Das Problem der Schotterterrassen am rechten Donauufer ist noch viel komplizierter, als auf der linken Seite dieses Stromes.

Infolge ihrer hohen Lage musste ich jenen eisenoxidhaltigen, durchgewaschenen Schotter für levantinisch erklären, welche auf den Hügeln von Budafok vom Punkte 203.8 m an in der Gegend des Kereszt- und Sasberges beim Törley-Mausoleum mit einem leichten O-lichen Einfallen auftritt. Dieser Schotter wird eher den von Törökbálint kommenden Gewässern, als der Donau angehören. Daher werden auch die Schotter zwischen dem Rácberge und dem oberen Ende der Ortschaft Diósd, sowie die hochgelegenen Schotterbildungen des neben dem Kutjavár liegenden Walpurgaberges zuzureihen sein. Bezeichnend ist, dass auf den Hochufeln bei Érd, Ercsi und weiter stromabwärts auf den pannonischen Schichten *keine Hochburgterrassenschotter auftreten*. Diese findet man nur dort, wo irgend ein transdanubischer Bach Schotter ablegte, z. B. zwischen der Bahnstation Ercsi und dem Dorf in cca 120 m Seehöhe. Das Donaubett verschiebt sich langsam nach W. *In der levantinischen Zeit war sie nie soweit westwärts gerückt, folglich konnte sie hier auch keinen Schotter ablegen*. Deshalb findet man die Spuren der altpleistozänen Hochburg-Terrasse nur stellenweise auf diesem Ufer. Am schönsten noch findet sich dieser ober der Bierbrauerei von Budafok und unter dem Rácberge von Diósd.

Wenn wir die Schotterterrasse der Kisceller Terrasse um die Kapelle betrachten, ist diese in ungefähr gleicher Höhe als die Stadterrasse von Ujpest. Doch die schotterige, aus süßwasserkalk bestehende Basis des Várhegy von Buda, liegt weit höher als die Terrassenschotter gleichen Alters in Pest. Das Plateau der süßwasserkalke des Ürömer Arany- und Péterberges, sowie die Travertine von Budakalász, wurden mit ihrer 170—200—250 m Seehöhe sogar dann auf die Analogie der gegenüberliegenden altpleistozänen Relikte der Schotterterrassen von Fót hinweisen, wenn wir von der Dicke der Travertinablagerungen absehen. Eine grosse Frage ist aber, ob die heutige verschiedene Höhenlage dieser Süßwasserkalkterrassen — die zwischen dem grossen und kleinen Blocksberge liegende einverstanden — nicht mit jenen tektonischen Bewegungen in Beziehung zu bringen ist, welche die pannonischen Bildungen des Széchenyi und Kakukberges so abnorm emporgehoben und schön gefaltet haben. Das ist besonders gut an der Denevérstrasse zu beobachten, welche von dem Mártonberg W-lich liegenden tiefen Graben hinaufführt. (Fig. 16.) Dass das Liegende dieser Schichten: der Raibler Hornsteindolomit infolge der früheren und damaligen Bewegungen teigartig zusammengefaltet wurde, zeigt Fig. 17., von einer mehr bergab gegen den Farkasréter Friedhof liegenden Stelle der Denevérstrasse. Dass diese jungen Bewegungen nicht lokaler Natur waren, wäre auch dann wahrschein-

lich, hätten wir auf sie nicht auf der Grundlage der Aufschuppungstheorie hingewiesen. (S. Artikel von P á v a i und F ö l d v á r y Geol. Mit. Band 63. und 64.)

Bezeichnend ist, dass im Vorlande des Széchenyi und Nagysvábhegy auf der Ecke des unter dem Orbánhegy liegenden Sankt Orbán Platzes und der Fodorstrasse schloss der Wegeinschnitt den Ofner Mergel so tief auf, dass bei einer neuerem Foundation ein unter den Ofner Mergel einfallendes tuffiges Niveau des Kisceller Tones freigelegt wurde. (Fig. 19.) Wir wissen, dass diese Eruptivtuffschichten ebenso zwischen der tieferen Schichten des Kisceller Tones, im Statistischen Garten, wie in der Bohnschen Ziegelfabrik und in den Bohrungen der unteren Margaretinsel, wie in der zweiten Bohrung des Városliget. In diesen Bohrungen findet man ebenso die charakteristischen braunen humusartigen Schichten des noch tieferen Kisceller Tones, wie auch weiter unten in der Gegend der Ráth György- und in der Böszörményi-Strasse.

Dass der Ofner Mergel auf den Kisceller Ton wirklich aufgeschoben ist, wird von Fig. 19. bewiesen, wo auf der Fodorstrasse zwischen den beiden Gestalten die harten Schichten des Ofner Mergels gut sichtbar sind. Auf Fig. 15, hinter dem Rücken des Verfäners ist der Aufschluss des Kisceller Tones zu finden. Auf der W-Seite des Weges ist Fig. 19. die in eine Antiklinale und eine aufgestaute Synklinale gefaltete Schuppe des Ofner Mergels zu sehen.

Oben am Orbánberge im Einschnitt des Szendrőköz und der Kakukstrasse übertrifft der stark zerbrochene, plattige Ofner Mergel sogar die kaotische Faltung der Fig. 17. (Fig. 21.) Ich kann das rhodanische Alter dieser Aufschuppung am Orbánberge nicht beweisen, — obwohl es nicht unwahrscheinlich ist. — Es kann aber sein, dass sie noch in die pyrenäische Orogenphase gehört, wie die Szépvölgyer Schuppe. Auf diese letztere schob sich dann die rhodanische Schuppe des Schwaben-, Széchenyi- und Kakukberges.

*Sicher ist, dass die terziären und pleistozänen Bildungen der Ofner Berge in vielen Fällen nicht mehr in ihrer ursprünglichen Bildungshöhe liegen.* Von den Tönen des Saukopfes stellte Dr. L. M a j z o n bei der Gelegenheit eines gemeinsamen Ausfluges fest, dass diese nicht pontischen Alters sind, sondern Kisceller Töne darstellen. Also haben sie hier eine abnorm hohe Lage.

Aus dem Standpunkt der weiteren schuppigen Verschiebungen verdient die Gegend des Rókaberges und des Borosjenőer Ezüst- und Köberges eine besondere Beachtung. Fig. 21. am. Der Öliche Ausläufer des Rókaberges beweist, dass die Berührung des eozänen Kal-



kes und des Kisceller Tones eine tektonische ist. Doch nicht der Kisceller Ton ist abgeschoben, sondern der Eozänkalk drang mit seiner polierten konvexen Oberfläche Schuppig und Schräg hinauf von N nach S vor. Doch der Eozänkalk selbst ist auch nur passiv dem Druck gegenüber, der vom SO-wärts gelegten Faltungskerne des Dachsteinkalkes auf ihn ausgeübt wurde. Fig. 22. zeigt die abgeschnittene — also ältere, wahrscheinlich laramische-liegende Falte des Dachsteinkalkes und dessen hangendes Konglomerat und Kalkstein obereozänen Alters, welche von der nach dem Eozän erfolgten Weiterbewegung der Falte schräg aufgestellt wurde. — Dies gibt ein ähnliches Bild als die ganz ähnliche Bewegung an der Seite des Blocksberges, welches vom Pester Donauufer für jedermann bequem zu beobachten ist.

Fig. 23. stellt den mit X bezeichneten Teil der Fig. 22. aus der Nähe dar. Die stehende Gestalt steht auf dem nach SO gelegten Keile des Dachstein-Faltenkernes. Auf Grund obiger Gedankengänge ist es klar, dass nach Analogie des Blocksberges, des Széchenyiberges und der schuppigen Aufschiebung des Raiblerkalkes und Dolomits im Szépvölgy, der Dachsteinkern, die Schuppe des Rókaberges nach der Ablagerung des Kisceller Tones (Rupelien) ebenfalls schräg nach oben verschoben wurde und die eozänen und älteren Sedimente vor sich aufstaut.

Auf der vierten Kartenbeilage ist es gut sichtbar, dass auf dem Ezüst- und Kőberge im Zuge des Nagykevény nach der Ablagerung des grössten Teiles des Hárshegyer Sandsteines auch in diesem Gebiete starke tektonische Bewegungen begannen. Im S-lichen Flügel der Hauptdolomitschuppe ist die Decke des durch dünnen Eozänkalk bedeckten Dachsteinkalkes oben noch einige Meter mächtig. Tiefer keilt sie ganz aus, und dort zeigen nur einzelne abgeschliffene Schollen den sukzessive auf der tektonischen Oberfläche abgezwickten S-lichen Kalkflügel an. Mit dem Nachlassen der Bewegungsintensität bedeckte der Hárshegyer Sandstein auch die Ebene der heraushebenden Bewegung, wie wir dies im Szépvölgy in Verbindung mit dem Ofner Mergel schon gesehen haben. Diese Analogie scheint auch zu beweisen, *dass der Hárshegyer Sandstein und der Ofner Mergel gleichzeitige heteropische Facies darstellen.* Zur Unterstützung möge dienen, dass W-wärts auf dem oberen Ende der Ortschaft Pilisborosjenő auf dem Feldwege, welcher beim Fixpunkte 236 m mündet, wir mit Dr. Fr. H o r u s i t z k y gemeinsam aus dem dortigen Hárshegyer Sandsteine mehrere Exemplare eines Muschelabdruckes sammelten, welche dem Formenkreise der Art *Clarys reconditus* Brong. angehörten. Diese Art ist für das Obereozän-Unteroligozän bezeichnend.

Der Hárshegyer Sandstein hat zwischen dem Ezüstberg und dem Kőberg eine ausgesprochene Synklinalstruktur. Der Kőberg besteht aus zwei Dolomitschuppen, welche aber durch die Ablagerung des Eozänkalkes abgeschnitten wurden. Hier sehen wir auch zwei verdünnte hangende Dachsteinkalkmassen. Gegen SO zu, in den Weingärten kommt noch ein Dolomitausbiss vor. Doch hier fehlt der hangende Kalk des Dolomits vollends. Dieser Kalk ist im NW am Kevélyberge und im SO am Rókaberge von einer beträchtlichen Mächtigkeit. Bezeichnend ist, dass die in zwischen am SO Ende der Ortschaft Üröm der tafelig ausgebildete, sandige Ofner Mergel im Hangenden des Eozäns herrscht. Hier finden wir den Kisceller Ton auch in hoch emporgehobener Lage. Ebenso wie am Szemlőberge in Ofen und S-lich der Höhle unter dem Ferenberge— doch noch immer beträchtlich niedriger wie am Saukopf des Zugliget.

Natürlich verändern diese jungen Schuppenbewegungen an der Tatsache nichts, dass die Bildung der Braunkohlenbecken in der Budaer Gegend auf eine andere, eben entgegengesetzt gerichtete Tektonik zurückzuführen ist. Nach der Ausbildung der als Grundlage dienenden — wahrscheinlich flach gefalteten-mesosischen Tektonik erhoben sich in der Kreide bei uns ausgedehnte Festländer. Diese falteten die triassischen und jurassischen Faltungen weiter, zerrissen es stellenweise und schoben sie in Schuppen aufeinander. (S. Raibler Kalkschuppe des Blocksberges.) Eine Folge, Reaktion dieses tektonisches Prozesses war die Zerstückelung am Anfange des Eozäns, Bildung grosser Einbrüche und die Ausformung der Kohlen- und anderer Becken. Dieser Prozess zerstörte tiefgehend das Gleichgewicht der Erdkruste und setzte durch seine Unterschiebungen die Aufstauung zwischenliegender Teile gleichzeitig mit der Faltung der jungen Sedimente der durch die Transgression getroffenen Gebiete in Gang. Dieser Faltung folgten wir in der Einleitung vom Rupelien bis zum Pleistozän, Dass die wieder trockengewordenen mesozoischen und eozänen Zonen auch in jüngeren geologischen Zeiten als Endphase ihrer Entwicklung zerstückelt worden sind, zeigt wieder nur die Endphase einer erneuten Anschuppung an. Der grösste Teil dieser Auffaltung pflanzte sich auf terziäre und quartäre Zonen fort. Die seit dem Miozän absinkenden variszischen Gebirgsteile leiten und intensivieren diese Faltung ebenso wie am Ausgange des Eozäns.

Die Erdkruste lebt! Ihre Lebensäusserung ist die suczessive Entwicklung der Tektonik bis zu den Kulminationen und Veralterungen,

wenn die absinkenden Gebirge Schöpfer neuer Gebirgsbildungsprozesse werden.

Der vorliegende Bericht ist ein Kreislauf von den alten zu den jüngsten Bildungen und zurück zu den ältesten, ähnlich wie die Erdgeschichte auch ein Kreislauf, eine Wechselwirkung erdgeschichtlicher Ereignisse ist.

Nehmen wir die Grenze des Alföld längs des Donautales ins Augenmerk, wo diese an das geologisch schon praktisch in Angriff genommene Transdanubien grenzt. Auch heute noch biegt der Donaustrom nach Nagytétény und Érd ein und wir finden an den Rändern des Tétényer Plateaus die Spuren der Schotterdeckte zuerst dort, wo (auf der Karte 1:25.000) nach der Aufschrift „Serfözde“ der Fuss der Hügel nach SW einbiegt. Da sind alte Schotteraufschlüsse zu finden und im Liegenden dieser Aufschlüsse sind auch pannonische Schichten sichtbar. Die Schotter liegen also auf einer „Felsenterrasse“.

Diese Schottergruben sind beiläufig auf dem Niveau der Landstrasse, doch zwischen dem Gasthaus von Kistétény und des Baross Gábor-telep sieht es danach aus, — obwohl roter Ton und Löss die Oberfläche bedecken — als ob ihre Höhenlage langsam höher und höher stiege.

Hier ist eine Falte des sarmatenkalkes mit Leithakalk in ihrem Kerne. Nach ihr folgt die grosse pannonische Synklinale von Diósd—Nagyttény. Hier, in ziemlich breitem Bande an beiden Seiten des Diósd—Nagyttény tritt die Schotterterrasse in niedriger Höhenlage auf. Unter ihr liegt pannonischer Sand, der in den Sandgruben auch abgebaut wird.

Unter dem Rácberge lässt sich der Schotter nur in schmalen Streifen verfolgen und erreicht die 100 m Meereshöhe nicht. Sie erstreckt sich weit hinauf an den beiden Seiten des breiten Tales des Felsőkutbaches entlang. Sie biegt in der Gegend des Punktes 109.6 m gegen Ujpuszta, Györgyliget und Érd zurück, wo sie auf der Ö-lichen herausgehobenen Flanke und Achse der Törökbálint—Érdliger Faltung — im Kerne mit oberoligozänen und miozänen Bildungen — gut entwickelte Stadterrassen bildet. Gegen Érdujfalu zu verschwindet aber diese Terrasse allmählich. Kurz, man erhält den Eindruck, dass der Schotter an den Falten noch ziemlich hochgelegen ist, aber in den Synklinalen schon nach ihrer Bildung tiefer — bis zum Niveau der altholozänen Terrasse — sank. Die Einsenkung erreicht keine solchen Dimensionen, wie am linken Ufer, wo die Terrassenniveaus unter dem gegenwärtigen Donauniveau stehen. Bei der Aufschrift „Nagyttény“ weist ein langer Schotterstreifen darauf hin, dass diese Terrasse unter das 100 m Niveau

des hiesigen altholozänen Donauufers gesunken ist. Also ist die am linken Ufer beachtete Erscheinung auch auf dem rechten zu verfolgen.

Wir sahen oben, dass das hohe Donauufer von Érd und Százhalombatta grösstenteils aus jungen pannonisch-pontischen Schichten aufgebaut ist. Diese werden in den dortigen riesigen Ziegeleien abgebaut. Zwischen der letzteren Ortschaft und der Aufschrift „Máriaházamajor (Karte 1:25.000) liegt eine breite altholozäne Einbuchtung. Zwischen Máriamajor und Ercsi besteht wenigstens das Zweidrittel des hohen Donauufers wieder aus pannonischen Schichten. Nur ihre Decke wird durch dicken Löss gebildet.

Auf der SW Seite des Bentatales möchte ich die Fortsetzung einer Falte — der Biaer Auffaltung des Leithakalkes — erblicken.

Dies kann durch den Umstand unterstützt werden, dass nach innen zu beim Eötvös Denkmal eine Synklinale und Quelle zu finden ist, aber am oberen Ende der Ortschaft Ercsi, zwischen dem Fixpunkte 129 m und dem Dorfende, tritt wieder eine Synklinale auf. Folglich muss zwischen den Synklinalen eine milde Antiklinale liegen. Unter dem Dorfe ist die Basis des hohen Donauufers noch immer pannonisch-pontisch. Doch interessanterweise sind die Reste der altholozänen Terrasse schotterig. Diesen Schotter würde ich vorläufig vom schon erwähnten höheren Bachschotter von Ercsi ableiten.

Nach S zu wird die von der Einmündung des Kistótales liegende niedrige Einbuchtung „Slatina“ genannt, ebenso als auch über Rácalmás eine „Slatinapuszta“ existiert. Ich konnte noch nicht nachforschen, ob dieser Name auch hier — wie anderswo — in Verbindung mit einer Salzbildung steht. Donauabwärts konnte ich bis zum wieder hohen Ufer des „Kulcs“ von Rácalmás keine pannonisch-pontischen Sedimente finden. Ober Kulcsfalu Ö-lich des Fixpunktes 148 m fand ich im Donau-niveau solche geschichteten humus- und eisenoxidhaltige Ablagerungen, die stark an die Schichten der Péceler Ziegelei im Hangenden des Pannons erinnerten. Doch hier ist das Hangende dieser Schichten ein roter Ton mit starkem Gehalte an Kalkmergel-Konkretionen. (Rotes Ufer.) Dieser Ton verändert sein Einfallen in den stehengebliebenen Wänden der Ufereinstürze Ö-lich des Punktes 145 m nachweisbar, wenn auch in geringem Masse dreimal. Zweimal fällt er nach S, dazwischen einmal nach N ein. Diese ergeben mit den Einfallen der Liegendschichten mit 4 Grad nach NNW zwei Synklinalen und eine enge Antiklinale durch die Aufschrift „Kulcs“.

Diese Tatsache kann von der Donau gut beobachtet werden. Leider gelang die photographische Aufnahme infolge des schlechten Wetters

nicht. Sicher ist, dass von hier flussabwärts schon Schichten im Hangenden der pannonisch-pontischen Schichten auftreten. Diese können folgenderweise charakterisiert werden: Zu unterst ist ein — ober Kulcs schon erwähnter geschichteter Ton zu finden, welcher im allgemeinen graulicher Farbe, und voll mit verzweigten Kalkmergel-Konkretionen ist. Auf diesen folgt der schon erwähnte kalkige, rote Ton. Dieser enthält auch zahlreiche Mergelkonkretionen, sogar plattiger Kalk tritt in ihm auf. Dieser Ton wird von jenen dichten, einesoxidhaltigen auch zerstreut sandige Kalkmergelkonkretionen enthaltenden Tone bedeckt, welcher dann stromabwärts die hohen Donauufer aufbaut. In einer solchen Konkretion fand ich unter dem NO-lichen Ufer der Dunaföldvárer Göböljárás ein Pupa sp. Also sind diese Ablagerungen wahrhaftig pleistozänen Alters, doch sie können infolge ihrer dichten Beschaffenheit nicht als Löss betrachtet werden, obwohl sie als ganzes ein ungeschichtetes Gestein bilden. Sie werden nur durch die in trockenem Zustande rotbraunen, in nassem Zustande braunen humosen Tönen gestreift, die so bezeichnend auf die steilen rechten Ufer der Donau sind. Der wahre poröse pleistozäne Löss bildet nur auf der denudierten Oberfläche dieses Gesteines eine Decke und auf der tieferen Rampe, welche in der Höhe Stadterrasse zu finden ist. *Sicher ist, dass diese Ablagerung erheblich älter ist, als der im jüngeren pleistozän abgelagerte typische Löss — auch dann, wenn sie aeolischen Ursprunges ist. — Sicher ist ferner, dass ihre Ablagerung durch die Bildung humushaltiger, dicker (bis 2 m) Tonschichten zwei- oder noch mehreremale unterbrochen wurde. Also sie war ziemlich lange Zeit lang eine Oberfläche mit reicher Vegetation.* Wie schon erwähnt, konnten wir unter Erd ausgesprochen schotterige Pleistozänterrassen nicht finden, weil die Donau früher nicht so weit im W floss. Doch die heutigen UferEinstürze führen zu der Annahme, dass 20—30 m über dem heutigen Donauniveau ein der Stadterrasse entsprechendes Terrain sich aus unterwaschenen Einstürzen ausgebildet hatte. Dieser kann als breite Rampe beim Kalvarienberge von Dunaföldvár, bei Göböljárás, auf der O Seite des Alsóöregberges, dann flussaufwärts zwischen Dunapentele und Rácalmás und noch weiter bei Kulcs verfolgt werden. Dieses Terrain wird ebenso vom Löss bedeckt, wie der obere Teil der heutigen Hochufer, welche ohne der echten Lössdecke an die Höhenlage der unterpleistozänen Hochburgterrasse erinnert. Es leuchtet also ein, dass auf der O-Seite Transdanubiens und der W-lichen Grenze des Alföld nach der Ablagerung der pannonisch-pontischen Sedimente eine solche terrestrische Staubablagerung erfolgte, welche mehrmals durch Perioden üppigerer Vegetation unter-

brochen wurde. Diese Sedimentbildung erfolgte aber noch vor der Ablagerung des echten Lösses. Diese bildete sich erst in der zweiten Hälfte des Pleistozäns. Vor der Bildung des echten Lösses bildete sich eine hohe Denudationsfläche der vorigen Bildung aus, nebst einem niedrigen Niveau, welche der heutigen Stadterrasse entspricht. Erst dann kam das Klima mit dem Staubfall, welche beide Oberflächen mit echtem Löss bedeckte, ebenso wir dasselbe auch anderswo in Falle schotteriger Pleistozänterrassen beobachten können.

Im Falle der transdanubischen Donau-Hochufer müssen wir also eine alte lössartige Ablagerung unterscheiden, in welcher sich nicht nur das der Stadterrasse entsprechende Niveau noch vor der echten Lössbildung ausgebildet hatte, sondern wahrscheinlich wurde dieses Sediment schon vor der Bildung der Hochburgterrasse hier abgelagert.

*Es ist also nicht unmöglich, dass sich ihre Bildung auf den Anfang des unteren Pleistozäns, sogar auf das Ende des Levantikums zurückerstreckt.*

Wir wollen noch betonen, dass unter des obigen Terrains auch eine breitere-schmalere Rampe des altholozänen Terrains aufzufinden ist. Wir kommen vielleicht der Altersfrage unserer äolischen, Kalkmergel-Konkretionen enthaltenden Bildung näher, indem im Liegenden dieser Bildungen im Graben bei „Alsórév“ von Göböljárás ein graublauer, glimmelhaltiger Sand gefunden wurde.

Man machte auf der anderen Seite beim alten Friedhof von Solt einen grossen Eisenbahneinschnitt. Da tritt der rote Kalkmergel-Konkretionen enthaltende Ton ebenso auf, als am rechten Donauufer. Im Hangenden liegt ebenfalls Löss, doch inzwischen sind Ton und Sandschichten zu finden. Das Schichtfallen beträgt 3—4 Grade nach 7<sup>h</sup>, also hat sie dieselbe Richtung, als bei Alsórév. Nach N zu in der Gegend des 107 m hohen Borsosberges finden wir im Einschnitt der neuen Chausse oben wieder Sand — ebenso wie am Ebédlsberge — doch beim letzteren sind die Keller in den roten konkretionhaltigen Ton eingegraben. Am W Ende von Kissolt (br. Révai major) bohrte man beim zu errichtenden Spital einen 113 m tiefen Brunnen, der folgendes Profil lieferte: Bis 0.70 m Humus, bis 4.00 m gelber Ton, bis 12.00 m gelbgrauer Sand, bis 18.00 m Schotter, bis 20.00 m weiser Ton, bis 25.00 m gelber Ton, bis 47.00 m roter steiniger Ton (dieser ist beim alten Friedhof an der Oberfläche), bis 65.00 m eisenoxidhaltiger Sand, bis 68.00 m brauner Ton, bis 71.00 m bräunlicher Ton, bis 75.00 m krummiger Ton, bis 85.00 m bräunlicher, torfhaltiger, Fossiliensplitter enthaltender Ton, bis

107.00 m glimmeriger, bläulicher, scharfer, wenig Wasser liefernder Sand, bis 110.00 m bläulichgrauer weicher Ton.

Der rote steinige Ton ist hier — in der Fallrichtung gemessen — ziemlich tief unter der Erdoberfläche. Da wir aber den Ton auf beiden Seiten der Donau auf der Oberfläche finden — ähnlich wie oben die pannonisch-pontischen Schichten — so erhellt hieraus, *dass das Donautal auch hier keine junge Bruchlinie darstellt*. Doch OSÖ-lich von hier zeigt der sich aus dem Terrain inselartig 14—18 m hoch heraushebende Tétel-Hügel, dass wir hier mit jungen gefalteten Schichten zu tun haben, ebenso, wie auf dem Hochufer der Donau. (S. 5. Kartenbeilage.)

Neben dem Feldwege, welcher auf der NW-Ecke des Tétel-Hügels hinaufführt, zeigt der rote konkretionhaltige Ton schon ein NW-liches Einfallen — also gegen die vorerwähnte Bohrung hin, wo sie relative tief unter der Erdoberfläche war und gegen den erwähnten Eisenbahneinschnitt hin, wo wir sie mit einem entgegengesetzten Einfallen gleich dem anderen Ufer der Donau an der Oberfläche fanden. — Also bildet dieser Ton offensichtlich eine Synklinale bei Kissolt.

Der Tételhügel wird aber durch das rote kalkige Tonvorkommen — den W-lichen Drittel des Hügels ausgenommen — sozusagen vollständig umkreist. Inzwischen verändert der Ton zweimal seine Fallrichtung, eine Falte und enge Synklinale formend. (S. 5. Kartenbeilage.) Daraus folgt, dass der Ton in der Umgebung des Punktes 114 m eine Falte formt, und beim Anfang der Aufschrift „Szabadszállás“ bei der Schule eine Mulde, welche aber auf der Oberfläche weder hier, noch in WNW einen Abschluss hat. Auf der S-Seite des Tételhügels muss laut obigen eine Faltung verschnitten sein. Der Tételhügel verdankt seine inselartige Heraushebung dem Umstande, dass viele plattige Kalkschichten auf dem kleinen Gebiete hier auf die Oberfläche kamen, und so dieses Terrain konservierten. Die alten Donauarme umflossen dieses Terrain, als dies aus dem Bette des „Nagyér“ und aus der ganzen heutigen Orographie ersichtlich ist, welche wieder eine Funktion der Tektonik ist.

Der kalkige rote Ton enthielt hier nicht nur Kalkmergelkonkretionen, sondern auch dünnen, manchmal spannendick geplatteten Kalkstein, als dies auf der S Seite des Tételhügels zu beobachten ist. Das ähnelt den Verhältnissen des Rákoscsabaer Erdöberges senr, die wir oben schon beschrieben haben.

Ihr Hangendes ist Löss, und aus ihr gebildeter Ton, doch bei der Scheune am NNO-Ende des Hügels ist es zu beobachten, dass unter dem Löss noch ein eisenoxidhaltiger, roter Ton auftritt mit einem Einfallen

von 6—8 Grad in 1—2<sup>h</sup>. Unablenkbar ist hier die kalkige Schicht nur in höherem Niveau ausgebildet und sie lagert sich hier unmittelbar auf dem glimmerhaltigen, gelben, eisenoxydhaltigen kreuzgeschichteten Sand. Dieser ist auf der W Seite des Punktes 114 m in 5—6 m Mächtigkeit in der dortigen Sandgrube gut aufgeschlossen mit einem Einfallen von 3—5 Grad nach 22<sup>h</sup>. Das Hangende ist hier ein gut 2 m mächtiges, Kalksteinstücke enthaltendes Sediment mit sackigem Sande darüber.

Obwohl laut den Angaben der Forschung und der Bohrung von Kissolt kein Zweifel obliegt, dass die Schichtfolge der Tételhöhe bei Kissolt identisch mit dem des „Vöröspart“ bei Kulcs auf dem rechten Donauufer sei, und welche wir stromabwärts weiter verfolgt haben, müssen wir feststellen, dass der Tételhügel sowohl durch ihren, plattigen Kalk enthaltenden roten Ton, als durch ihren glimmerhaltigen — oft kreuzgeschichteten-Sand mehr an die Terziärgebilde der pannonisch-pontischen Aufwölbung von Rákoscaba, als an die ähnlichen Pleistozängebilde des rechten Donauufers erinnert. Wenn wir in Betracht ziehen, dass Herr Kollege Sümegi aus der benachbarten Bohrung von Akasztó schon in 30 m Tiefe pannonisch-pontische Sedimente bestimmte, können wir an der Analogie nicht wundernehmen.

Eins ist aber sicher, und das ist, dass wir dem Donautale entlang von Visegrád bis Solt nirgends auf eine Angabe gestossen sind, die auf einen jungen Bruch dem heutigen Laufe der Donau entlang zeigen würde, denn wir fanden an beiden Seiten Sedimente gleicher Struktur und gleichen Alters bis Solt, sogar — nach den vorläufigen Untersuchungen — stromabwärts von hier.

Aus meinen bisherigen Untersuchungen ergibt sich im Gegenteil, dass sich das Donaubett neuerdings nach W auf eine solche Gegend verschiebt, wo sie früher nicht war. So kommen Ö-wärts in gewissen Fällen, — wie wir dies im Falle des Tételhügels gesehen haben — auch ältere Sedimente auf die Erdoberfläche, was grösstenteils der offensichtlichen Faltenstruktur zuzuschreiben ist. Eine einzige Fahrt auf der Donau kann überzeugen, dass die Schichten der Steilufer eine wellenartige Lagerung haben und — wie schon mehrfach hingewiesen, — kreuzt ihre Richtung schräg den Ablauf des Donautales, ohne Rücksicht auf das Alter der betrachteten Sedimente. (S. 6. Kartenbeilage.) Man kann schon aus den in der Fahrriechung liegenden Schnitten der dunkelbraunen Pleistozänsschichten klar entnehmen, dass von S nach N gehend bei Dunaföldvár zwischen dem Alsórét und dem Kalvarienberge eine Falte liegt. Eine ebensolche lässt sich zwischen dem Kakas- und Felsőöregberge feststellen. So liegt auch die Ortschaft Dunaföldvár mit ihren dicken



und tiefgelagerten Lössablagerungen natürlich in einer Synklinale. Diese Struktur kann auch der anderen Seite im Aufbau des Melegberges von Solt erkannt werden.

Weiter sehen wir zwischen dem Felsőújberge und dem Szitányimajor wieder einen Faltschnitt. Oben am Steiufer war hier ebenso eine prehistorische menschliche Niederlassung als am Kalvarienberg von Földvár. Bei Felsőrév findet sich naturgemäß eine Synklinale in der Gegend des Szitányimajor. Bis Kisapostag müsste man eingehendere Untersuchungen durchführen, doch gegenüber der Ortschaft Dunavecse, N-lich und S-lich der Aufschrift „Leitnerszállás“ ist der Schnitt der Leitschichten wieder hoch im Steilufer zu finden, um nach N hin successive beinahe an das Donauniveau zu sinken, indem sie inzwischen eine gut sichtbare Synklinale formen. An den beiden Seiten des Punktes 146 m steigen die Schichten wieder hinauf, um nach zwei Seiten einfallend wieder eine Falte zu formen. Gegenüber Vadaspuszta liegt aber wieder eine Synklinale. Denn auf der S Seite des Öregberges von Dunapentele fällt jede sichtbare Schicht wieder nach S ein. So lässt sich bis zum Dorfe noch eine Falte erwarten. Gegen Dunapentele und Rácalmás zu sind die Aufschlussverhältnisse aus diesem Standpunkte nicht sehr günstig. Doch dass oberhalb der Ortschaft Kulcs drei Faltenwürfe mit zwei Synklinalen auftreten, davon sprachen wir schon oben.

Zwischen Dunaadony und Ercsi sehen wir aus diesem Standpunkte wieder nichts. Dort erreichen wir das Gebiet der pannonisch-pontischen Schichten, wo gleich am Oberende des Dorfes eine Synklinale auftritt. Folglich ist in der Gegend der Ortschaft eine Faltung. In Hinblick darauf, dass auch beim Eötvösdenkmale eine Synklinale ist, kann auch — unter unseren Verhältnissen — inzwischen nichts anderes als eine Falte sein. Was wir oberhalb bis zur Gegend der Faltung Törökbálint—Érdliget—Tököl zu erwarten haben, davon war schon eben die Rede.

Wir können also auf Grund des vorgetragenen feststellen, dass entlang des Donautales S-lich von Budapest die Faltung der Terziär- und Quartärschichten direkt bewiesen werden kann. Auf dem ganzen Gebiete, wohin ich nur an Hand meiner Aufnahmen im Juni des Jahres 1939 gelangen konnte. Leider war diese ergänzende Forschung — die keinen ganzen Monat währte — nicht genug, um die Verbindung mit meinem Aufnahmegebiete in der Gegend von Baja und Mohács herzustellen, welches von ähnlichen jungen tektonischen Bewegungen zeugt. Doch wir zweifeln an der ähnlichen Struktur des zwischenliegenden Gebietes nicht.

Meine systematischen geologischen Aufnahmen in den 20-er Jahren überzeugten mich nämlich, dass das transdanubische Gebiet W-lich der Donau in seiner Ganzheit gefaltet ist, und dass die dortigen Faltungen zum Donautale hinausstreichen. Heute steht es auf Grund dieser und im Inneren des Alföld verrichteten tektonischen Versuchungen ausser Zweifel, dass die Struktur des ganzen ungarisch-kroatischen terziär-pleistozänen Beckens eine gefaltete ist, wie ich das in meiner, vor mehr als einem Dezennium erschienenen „Tektonische und geophysikalische Karte der ungarisch-kroatischen und siebenbürgischen Becken“ schon dargestellt habe.

Ich drücke meinen aufrichtigen Dank denjenigen aus, die durch ihre Unterstützung oder durch ihren Widerspruch es mir ermöglichten, diese bahnbrechenden Untersuchungen auszuführen. Die Folgenden werden schon auf Grund der vorliegenden Ergebnisse leichter auszuführen sein.

Als Entschuldigung für die eventuellen Irrtümer und Übertreibungen solle dienen, dass wir was Neues und Besseres wollten. Wir hoffen, dass auf Grund dieser Bestrebungen sowohl in Transdanubien, als anderswo im ungarisch-kroatischen Becken neue Ergebnisse der Kohlenhydrogenschürfungen, der Balneologie und der Aufschliessung der Wärmeenergien des Erdinnern erreicht werden können.