

Die Tektonik von Südosttransdanubien

György WEIN *)

mit 1 Abbildung und 4 Tafeln

Inhalt

Summary	91
Zusammenfassung	92
Einleitung	93
Die Lage von Südosttransdanubien im Karpaten-Becken.....	93
Spuren der präkambrischen Gebirgsbildung	95
Altkaledonische Gebirgsbildung	96
Neue kaledonische Gebirgsbildung	97
Variszische Gebirgsbildung (alte und mittlere variszische Bewegungen)	97
Der perm-mesozoische, altalpine Zyklus	99
a) Junge variszische Bewegungen im Perm	100
b) Trias-Jura Geosynkinalperiode	100
c) Unterkretazische Bewegungen (jungkimmerische Phase und Trachydolerit-Vulkanismus)	101
d) Kräftige Gebirgsbildungsperiode nach der Unterkreide (austrische Phase) ..	103
e) „Isostatische“ Zusammenhänge zwischen den mesozoischen Strukturen ...	104
Die oberkretazische-paläogene Festlandsperiode	104
Neogen-jungalpiner Zyklus	105
a) Die Zeit der Zerklüftung im Helvet, „steirische Phase“	105
b) Obermiozän (attische Phase); einleitende Faltungen	106
c) Intensive Kontraktionszeit des Intrapannons (slawonische [= rhodanische] Phase)	106
d) Die Entstehung der postpannonischen Schuppenstrukturen (ostkaukasische Phase)	107
e) Pleistozäne Bewegungen	107
Literaturverzeichnis	108

Summary

The tectonic evolution of Southeast Transdanubia (Mecsek and Villány Mountains), Hungary, is discussed.

Rather faint information yielded by the pre-Cambrian and Lower Paleozoic rocks of Hungary suggests an Algonian-Assyntian orogeny which was followed by the Cambrian-Ordovician sedimentation cycle and connected by an initial amphibolite volcanism and subsequent granitic magmatism. After the Taconic phase marked with an unconformity, a graptolite-dated Silurian sequence was deposited.

*) Adresse des Verfassers: Dr. György WEIN, Budapest XIV, Thököly u. 73.

The Variscian movement began with an intensive syntectonic granitic magmatism, was followed by SW—NE-striking faulting, and ended with complete emergence.

The Permian-Cenomanian-Lower Alpine sedimentation cycle has brought about a continuous sedimentary sequence in the Mecsek sedimentation basin. In the Villány Trough a hiatus can be observed between the Upper Triassic Bathonian stage and the Berriasio-Hauterivian deposits. Differences in the facies of the respective sequences suggest that the parallel Mesozoic structures may have tended to reach isostatic equilibrium. The Permian Late Variscan deformation and the Early Cimmerian phase have been manifested by uplifting. In the Lower Permian, traces of quartz-porphyric volcanism are known. The Late Cimmerian phase has produced E—W-striking folds and subordinate faults. This phase was associated with a very intensive basic-to alkaline volcanism. The Early Alpine cycle ended with intensive Austrian movement. The region under consideration obtained its roof-shaped, faultfolded structure of NE—SW strike that time. In post-Cenomanian time the whole area emerged.

The Late Alpine cycle was initiated by the block-faulting of the Styrian phase. This period witnessed andesitic and rhyolitic volcanisms. The Attian phase was manifested by slight folding. In intra- and post-Pannonian times the consolidated Mesozoic blocks in the imbrication zones of the northern and southern border of the Mecsek Mountains were piled up toward the subsiding forelands. The traces of the final, basaltic, volcanism are known of this period.

In Pleistocene time the area being considered completely emerged and the additional landforms have been brought about by selective vertical movements.

Zusammenfassung

Im Aufsatz wird die tektonische Entwicklungsgeschichte der südost-transdanubischen Region (Mecsek-Villány-Gebirge) Ungarns besprochen.

Anhand der ungewissen Angaben der präkambrischen und altpaläozoischen Formationen wird eine algomisch-assyntische gebirgsbildende Phase vermutet, welcher der Sedimentationszyklus des Kambriums-Ordoviziums folgte. Daran war ein Amphibolit-Vulkanismus initialer Natur und dann ein Granitmagmatismus gebunden. Nach der takonischen Phase, die durch eine Diskordanz markiert ist, lagerte sich eine durch Graptoliten beweisbare silurische Schichtenfolge ab.

Die variszischen Bewegungen beginnen mit einem starken syntektonischen Granitmagmatismus, dann setzen sie sich mit Bruchstörungen vom SW—NO-Streichen fort und enden mit einer vollkommenen Erhebung.

Der perm-cenoman-altalpine Zyklus brachte im Mecseker Sedimentationsbecken eine ununterbrochene Schichtenfolge zustande. In der Villányer Mulde läßt sich eine Sedimentationslücke zwischen der Bath-Stufe der Obertrias und dem Berriasien-Hauterivien beobachten. Die unterschiedliche Ausbildung der Schichtenfolgen zeugt von einer Tendenz zu isostatischem Gleichgewicht der parallel miteinander angelegten mesozoischen Strukturen. Die spätvariszischen Bewegungen des Perms und die altkimmerische Phase haben sich in Hebungen geäußert. Im Unterperm sind uns die Spuren eines Quarzporphyrvulkanismus bekannt. Die jungkimmerische Phase brachte leichte O—W streichende Falten und untergeordnete Brüche zustande. An diese Phase ist der bekannte, sehr intensive basisch-alkalische Vulkanismus gebunden. Der altalpine Zyklus wurde von den starken austrischen Bewegungen abgeschlossen. Zu dieser Zeit wurde die NO—SW streichende, hausdachartige [zweiseitige] Bruchfaltenstruktur des Gebietes angelegt. Nach dem Cenoman hat sich das Gebiet erhoben.

Der spätalpine Zyklus wird durch die disjunktive Bruchstörungsphase der steirischen Bewegungen eingeleitet. In dieser Zeit stiegen auch die Produkte des Andesit- und Rhyolithvulkanismus ans Tageslicht. Die attische Phase äußerte sich in schwachen Faltungen. In der intra- und postpannonischen Periode wurden die konsolidierten mesozoischen Schollen gegen die sinkenden Vorländer in den am nördlichen und südlichen Rand des Mecsek-Gebirges angelegten Schuppenzonen aufgeschuppt. Die Spuren des finalen Basaltvulkanismus sind uns aus dieser Periode bekannt.

Im Pleistozän erhob sich das Gebiet vollkommen und selektive vertikale Bewegungen brachten die weiteren Formen des Reliefs zustande.

Einleitung

Die neueren Bergbau- und Tiefbohrungs-Aufschlüsse, ferner der Fortschritt der geologischen Anschauungen machten es nötig, daß wir die Arbeiten der hervorragenden Forscher K. PETERS, K. HOFFMANN, J. BÖCKH, E. VADÁSZ und G. RAKUSZ — L. STRAUZ der Mecsek- und Villányergebirge ergänzen und ein zusammenfassendes Bild vom tektonischen Aufbau Südosttransdanubiens geben.

Wir befassen uns mit der Stratigraphie und der Paläontologie des Gebietes nur insofern es zur Besprechung der tektonischen Probleme notwendig ist.

Die beigegefügte entwicklungsgeschichtliche Tabelle weist auf die Stratigraphie der Mecseker- sowie der Villányer Faziesgebiete hin.

Die Lage von Südosttransdanubien im Karpaten-Becken

Sowohl die österreichischen und jugoslawischen, wie die ungarischen Geologen stimmen in der Folgerung überein, daß Südosttransdanubien dem Internid des Ungarischen Zwischengebirges angehört, dessen östliche Fortsetzung sie im Rhodope-Massiv sehen. (L. LÓCZY sen. 1918, L. LÓCZY jun. 1940, L. KOBER 1952, F. SZENTES 1949, T. SZALAI 1958, 1963, E. VADÁSZ 1955, K. PETKOVIC 1958, 1963, D. CIRIC 1953, 1960—1963, A. CIZARC 1951, B. SIKOSEK 1958, V. SIMIC 1953, G. WEIN 1966.)

Der Meinungsunterschied ist erstens dadurch entstanden, daß die jugoslawischen Geologen das zwischen der Drau und Save liegende Gebiet den Dinariden anschließen.

Nach unserer Auffassung können wir zur Entscheidung dieser Frage folgendes beitragen:

Unserer Ansicht gemäß begrenzen lineamentartige, tektonische Linien im Westen längs der Linie Zagreb—Kulcs und der Save die bereits am Ende des Präkambriums ausgebildete tektonische Einheit des Ungarischen Zwischengebirges.

In der Epoche des Paläozoikums, zuerst zur Zeit der variszischen Bewegungen, sind SW—NO Strukturen entstanden, die auch den mesozoischen Entwicklungsgang des Gebietes bestimmten.

Die kristallinen Gesteine und das Mesozoikum der Inselgebirge zwischen Drau und Save lassen uns — soweit unsere heutigen Kenntnisse es erlauben — darauf folgern, daß auch dort den südosttransdanubischen Verhältnissen ähnliche paläozoische und mesozoische Strukturen entstanden sind.

In beiden Gebieten hat die neogene Gliederung jene jungen NW—SO und diejenigen aus uralten Richtungen neuerstandenen SW—NO Strukturen geschaffen, entlang denen jene jungen Becken (Draugraben, Savegraben) entstanden, die die beiden Gebiete teilen und eine scharfe Strukturgrenze bilden.

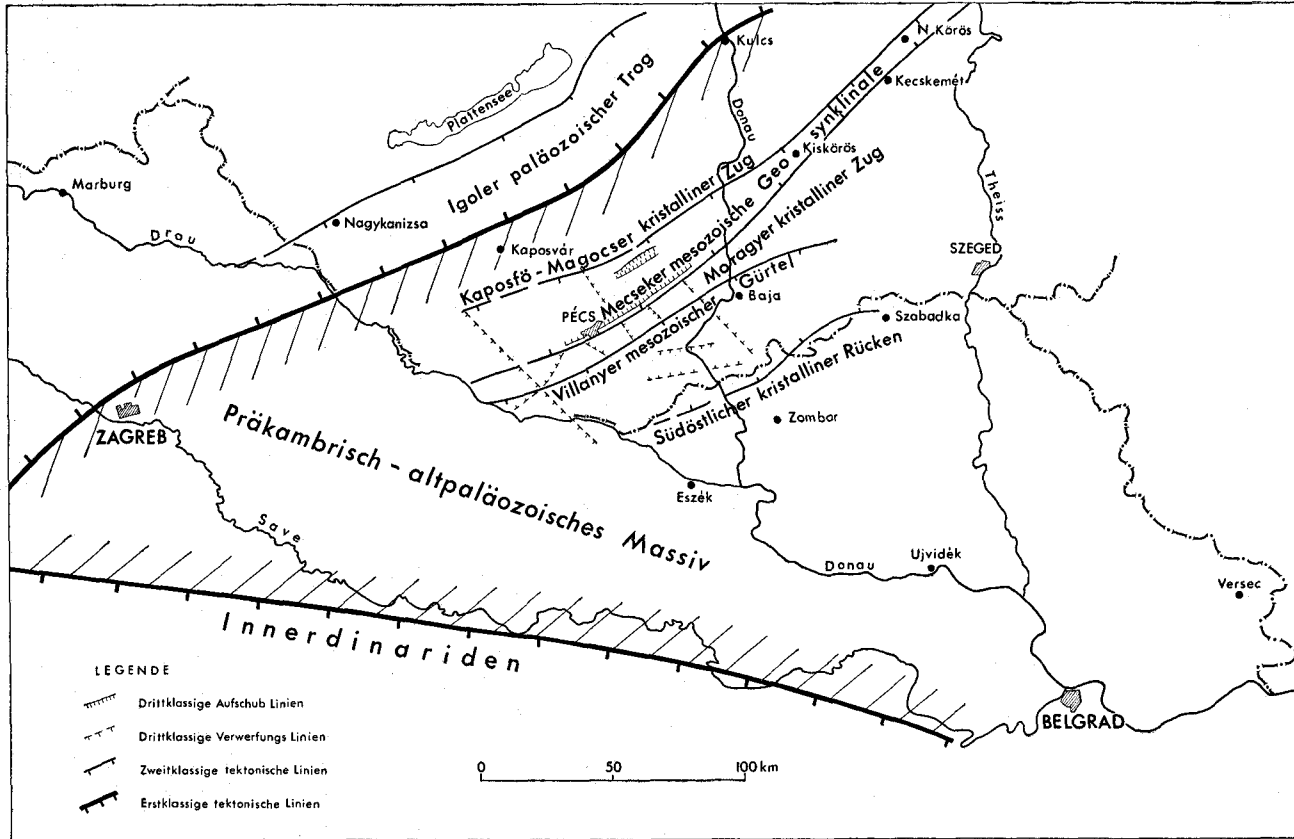


Abb. 1. Schematische Karte der tektonischen Aufbaueinheiten von Südosttransdanubien.

Die dinarische Richtung ist in der NW—SO Save-Linie fixiert, die zugleich die Nordgrenze der dinarischen Geosynklinale bildet. Nördlich der Save-Linie kennen wir auf präkambrischen und paläozoischen Kristallin auflagerndes, O—W-streichendes Mesozoikum. Dieses Mesozoikum weicht mit seiner Fazies, sowie mit seiner kratogenen Tektonik von den Dinariden ab, gleichzeitig aber weist es viel Ähnlichkeit zur südbaranyaer Fazies auf.

Wir hoffen, daß die Neubearbeitung der zwischen Drau und Save liegenden Inselgebirge diese Fragen klären und deren Beziehungen zu Südosttransdanubien erhellen wird.

In Südosttransdanubien haben die paläozoischen und mesozoischen tektonischen Bewegungen schließlich sechs große SW—NO Struktureinheiten gebildet, die von den jungtertiären Bewegungen zerlegt wurden. Diese sind von Norden nach Süden gerichtet die folgenden:

- 1) Igaler paläozoischer Trog
- 2) Kaposfő-Mágooser kristalliner Zug
- 3) Mecseker mesozoische Geosynklinale
- 4) Kristalliner Zug von Morágy
- 5) Mesozoischer Gürtel von Villány
- 6) Südöstlicher kristalliner Zug

Diese Strukturen können unter den neogenen Ablagerungen im Donau-Theiß-Gebiet auf Grund der Tiefbohrungsergebnisse und der geophysikalischen Messungen weiter verfolgt werden und wahrscheinlich setzen sie sich weiter bis zu den Bihar- und Bánáter-Gebirgen fort. Die die Oberfläche Südosttransdanubiens durchbrechenden Inselgebirge sind jene Kettenglieder, die die Verbindung zwischen den östlichen und westlichen Teilen des Ungarischen Zwischengebirges bilden und für die Erforschung der Basis der mit neogenen Schichten bedeckten jungen Senken weitere Anhaltspunkte liefern.

Spuren der präkambrischen Gebirgsbildung

Die ältesten Ablagerungen des südosttransdanubischen Grundgebirges bilden kata- und mesozonale, kristalline Gesteine. Nach Mitteilung der Mecseker Erzbergbauunternehmung finden wir unter diesen die von Abbauprodukten stammenden Gesteine: Muscovitgneis, Biotitglimmerschiefer, Muscovitglimmerschiefer, Granat-Disthen-Biotitglimmerschiefer und Granat-Gneis, ferner auf basische Vulkanite verweisende Amphibolite, Amphibolschiefer, Serpentin und Amphibolgneis. Auf saure vulkanische Tätigkeit weist nur Granitgneis hin. Die obigen Angaben stammen ausschließlich aus Tiefbohrungen. Diese Gesteine durchbrechen nirgends die Oberfläche (L. LÉDECZY 1960, B. JANTSKY 1964, A. JÁMBOR 1962, J. CSALAGOVITS 1964).

Über dem bei hoher Temperatur metamorphisierten kristallinen Gestein lagert eine epimetamorphe Phyllit-Amphibolit Serie auf, als deren Alter nach mündlicher Mitteilung von J. ORAVECZ, auf Grund der darin gefundenen Chitinozoa Reste Kambrium bis Devon angegeben werden kann.

Dieser Fossilienfund, sowie der niedrigere Grad der Metamorphose, ferner die in der Phyllit-Amphibolit-Serie nachgewiesenen feinen Konglomerate und gepreßten Arkose-Sandsteine erlauben die Folgerung, daß vor der Entstehung der Phyllit-Amphibolit-Serie eine große Gebirgsbildungs-Phase endete.

Das Alter der die erste Ablagerungsperiode des Paläozoikums repräsentierenden Phyllit-Amphibolit-Serie setzen wir bedingungsweise ins Kambrium-Ordovizium.

Zwischen der Entstehung der präkambrischen Kristallingesteine und der Phyllit-Amphibolit-Serie nehmen wir die Algoman-assyntische Gebirgsbildungsphase an, und schließen uns damit den Feststellungen von R. SCHWINNER (1951), H. FLÜGEL (1963), E. KRAUS (1951) über die Ostalpen an.

Auf Grunde von Tiefbohrungsergebnissen und magnetischen Messungen kann in der Umgebung von Görcsöny der WNW—OSO-gerichtete Serpentinzug eventuell die Streichrichtung dieser präkambrischen kristallinen Serie repräsentieren (I. BARANYI — A. JÁMBOR 1963, und G. SZÉNÁS und Mitarbeiter 1964). Diese Richtung schneidet die spätere SW—NO Streichrichtung schräg und schließt sich in den Ostalpen den für präkambrisch angenommenen Streichrichtungen gut an.

Altkaledonische Gebirgsbildung

Am Nordteil der Morágyer kristallinen Zone entlang den tektonischen Linien, in zwei zwischen migmatitisierten Gesteinen SW—NO verlaufenden Zonen, kann die Phyllit-Amphibolit-Serie in Oberflächenaufschlüssen beobachtet werden. Die Serie besteht hauptsächlich aus seidigflimmerndem, Sericitphyllit, Quarzphyllit und eingeschaltetem, graugrünem Amphibolit. Untergeordnet, scheinbar in den höheren Teilen, kann auch schmutzgrauer, kristalliner Kalk und Dolomit in linsenartiger Ausbildung, ferner gepreßter, grüngrauer, sandiger Schiefer und grober, schotteriger Arkose-Sandstein beobachtet werden.

Von diesen Schichtfolgen wissen wir nur, daß ihr Alter wahrscheinlich Kambrium-Ordovizium ist. Die Bohrung Szalatnak Nr. 3 lieferte das nächste Kettenglied, das über die kaledonischen Bewegungen im Mecsek-Gebirge informiert.

Das Material der Bohrung ist noch nicht ausführlich bearbeitet. Gemäß der Vorberichte (B. JANTSKY 1964) wissen wir, daß unter der oberen Permserie ein stark gefalteter, schwarzer Quarzit-Tonschiefer mit abwechselnden Antrazit- und Graphiteinlagerungen lagert. Innerhalb der Serie hat man einige Diabasgänge beobachtet. Von hier sind die Graptolithen und Hystrichosphäriden zum Vorschein gekommen, auf Grunde deren J. ORAVETZ (1964) diese an die Basis des Gotland setzte. Unter diesem folgt ein grobkörniges Granitkonglomerat, sodann können bunter Tonschiefer und wiederholt grobkörnige Granitgänge beobachtet werden.

Die ganze Serie lagert grobkörnigen Mikroklingranit auf, der von einer mehrere Meter mächtigen Erosionsschicht bedeckt ist.

Der Granit unterscheidet sich vom Morágyer Typ durch den Mangel von Metasomatospuren. Dem Eindringen des Granits folgte unzweifelhaft Aushebung und Erosion, und erst nachher erfolgte die gotländische Meerestransgression. Die Bildungen des Silurs, einschließlich der über dem Granit lagernde Schicht sind kaum verändert, infolge dessen nehmen wir an, daß diese jünger ist als die Phyllit-Amphibolit-Serie.

Sofern wir also den „Szalatnaker“ Granit und die unter den Konglomeraten von Granitgängen durchdrungene Serie ins Ordovizium setzen, gehört der obere Grapholithen-führende schwarze Schiefer dem Gotland an.

Nun können wir, wenn auch nur lückenhaft, die Ereignisse der alkaledonischen Phase rekonstruieren.

Die Phyllit-Amphibolit-Serie und eventuell die Schichtserie unter dem Granitkonglomerat der Tiefbohrung von Szalatnak 3 dürften das Geosynklinalstadium des Kambrium-Ordovizium Zeitalters mit den Spuren des Initialmagmatismus repräsentieren. Dem folgt der Granitmagmatismus, sodann die Hebung. Die Transgression des Gotland-Meereres führt einen neueren Sedimentationszyklus ein.

Neue kaledonische Gebirgsbildung

Die letzte, wahrscheinlich über 300 m mächtige Schichtserie des Gotländischen Flachmeeres mit Diabasgängen repräsentiert die Geosynklinalphase der jungkaledonischen Gebirgsbildung mit initialem Vulkanismus. Da weder fossilienbelegte Devon-, noch Unterkarbon-Schichten aus unserem Gebiet bekannt sind, können wir die weiteren Geschehnisse dieser Epoche nicht rekonstruieren.

Der kaledonischen Gebirgsbildung müssen wir die Bildung des Igaler paläozoischen Troges entlang der alten Hauptbruchlinie von Zagreb—Kulcs annehmen. (G. WEIN 1966.) Es ist möglich, daß die ersten Anfänge der für das variszische Zeitalter charakteristischen SW—NO Strukturen auch auf dem Gebiete der Mecsek- und Villány-Gebirge eingeleitet wurden. Diesbezüglich haben wir aber noch keine Beobachtungen.

Variszische Gebirgsbildung (alte und mittlere variszische Bewegungen)

Im Mecsek-Gebirge und im Villányer Fazies-Gebiet sind bisher weder die Reste der devonischen noch der unterkarbon Schichtenserie zum Vorschein gekommen.

Wir setzen voraus, daß die im Gebiete des Igaler paläozoischen Troges unter der neogenen Schichtenserie in der Bohrung angefallenen Kalk- und Dolomitschichten die nordöstliche Fortsetzung des Paläozoikums der Steiner Alpen und Savefalten repräsentieren (G. WEIN 1960).

Von unterhelvetischen Kiesen und von der Bohrung Téseny 2 kennen wir den mit fossilen Pflanzen belegten, oberkarbonischen schwarzen Serizitschiefer und Arkose-Sandstein (I. Soos — Á. JÁMBOR 1960,

B. WEBER 1964, L. BARANYI — A. JAMBOR 1962). Die kaum veränderten, ungestört lagernden Arkose-Sandsteine sind die Abbauprodukte einer herausgehobenen weitgehend granitisierten Masse.

Bezüglich des Alters der großen, syntektonischen Mecseker Granitisation sind die Meinungen verschieden. Nach B. JANTSKY (1964) ist ihr Alter präkambrisch. J. I. CSALAGOVITS (1964) teilt den Vorgang. Er hält die älteren großkörnigen Granite und Migmatite für kaledonisch (Silur), die kleinkörnigen, jüngeren „Mikroaplogranite“ und Aplite für hercynisch (Karbon). I. BARANYI — Á. JÁMBOR (1962) schließen sich an die ältere Auffassung von E. VADÁSZ (1935) und B. JANTSKY (1953) an, und setzen den Vorgang ins Karbon. Keiner von ihnen erwähnt bzw. sondert den Szalatnaker Granit ab. Auf Grunde der zur Verfügung stehenden Angaben stellen wir uns die Granitisationsvorgänge von Südosttransdanubien — abgesehen vom präkambrischen Orthogneis — als aufgeteilt in einen bereits beschriebenen ordovizischen, szalatnaker Typus und in eine vor-oberkarbonische, wahrscheinlich den sudetischen und asturischen Phasen sich anschließende, migmatische Granitisation des morágyer Typs vor.

Letzterer ist mit der variszischen Gebirgsbildung verbunden und betreffs seines Alters können wir folgende Beweise anführen:

1. In den Gesteinen der Phyllit-Amphibolit-Zone sind Kontaktmineralien zum Vorschein gekommen (mündliche Mitteilung von J. ORAVECZ und B. JANTSKY 1964). Unsererseits haben wir in derselben Schicht auf Kalimetasomatose verweisende Pegmatitadern beobachtet. Demnach ist also die Granitisationsschicht wahrscheinlich nach dem Kambrium-Ordovizium entstanden.

2. Unveränderte Arkose-Sandsteineinschaltung finden wir im großkörnigen Mikroklinggranit bei der Eisenbahnstation von Morágy und in einer Tiefbohrung (mündliche Mitteilung von B. JANTSKY). Das beweist auch, daß die Granitisation sich nach der großen präkambrischen und altpaläozoischen, regionalen Metamorphose vollzogen hat.

3. Die Granite und Migmatite — ausgenommen eine Diaphtorese und Kataklyse von untergeordneter Bedeutung — sind nicht regional metamorphisiert.

4. Die im oberen Karbon, sodann hauptsächlich im Perm erfolgte großzügige vom Kristallinschiefergebirge stammende Abbaumaterialanhäufung beweist, daß dieser große Gebirgsbildungen vorangingen und es liegt an der Hand diesen den Vorgang der syntektonischen Granitisation anzuschließen.

5. Der Granit vom Typ Szalatnak ist mit dem von Mecsek nicht identisch (B. JANTSKY 1964).

6. Schließlich verweisen einige absolute Altersbestimmungen ebenso auf Karbon (L. N. OVCSINYIKOV — M. V. PANOVA und F. L. SANGARJEJEV 1960). Demnach ist der Morágyer, großkörnige Granittyp 280—335, der feinkörnige 285 Millionen Jahre alt.

Die wahrscheinlich mit der sudetischen Phase verbundene syntektonische Granitisation ist in der Morágyer Kristallinzone einem SW—NO verlaufenden, steilen Gewölbe entlang in das hangende Kristallingestein

vorgedrungen. Der mittlere Teil ist zu einem porphyroblasten Granit und Granodiorit umgewandelt, welcher an beiden Seiten von einem migmatischen-anatektischen Gürtel begleitet ist. Am nördlichen Saum ist ein breiter Migmatitstreifen entwickelt. Kalimetasomatose können wir in oberflächlichen Aufschlüssen und in Bohrungen von Szekszárd bis zum westlichen Ende des Mecsek-Gebirges verfolgen.

Der syntektonischen Granitisation folgte eine kräftige Schuppung, die zur Folge hatte, daß sich die Gesteine der Phyllit-Amphibolit-Serie längs SW—NO Bruchlinien zwischen den Gesteinen der Migmatitzone einkeilten. Ebenfalls schreiben wir dieser in NW—SO verlaufenden Richtung, südöstlich vergierenden Bewegung die in der Migmatitzone beobachtete Diaphtorese, sowie auch die in SW—NO-streichende und NW-fallende Zonen geordnete Kataklyse des Granitkörpers zu.

Diesem Vorgang folgte den Brüchen entlang das Eindringen der feinkörnigen Granit-, Aplit- und Kersantitgänge. Diese weisen bereits keine Kataklyse auf und die Granitisation kann als die sich an die asturischen Bewegungen anschließende Nachphase aufgefaßt werden. Die obere Karbonserie ist bereits aus detritärem Material der gehobenen und zur Erosion verurteilten Kristallingesteinen aufgebaut. Daraus, daß die oberen Karbonschichten nach den Ergebnissen der Bohrung Téseny 2 zwischen tektonischen Linien in schmalen Streifen liegen, folgt, daß sich die den älteren variszischen Bewegungen (asturische Phase?) zugeschriebene, eine Schuppung verursachende Bewegung auch noch in der Zeit vom oberen Karbon bis zum unterem Perm fortsetzte.

Diesem sich unsicher anzeigenden Moment folgte die saalische Phase der variszischen Bewegungen, deren großzügige Erhebung den mächtigen Erosionsvorgang in Gang setzte, der zur Sedimentation der fast ausschließlich aus detritärem Material aufgebauten Perm-Schichtserie führte.

Damit ist die ältere und mittlere, aktivste Periode der variszischen Gebirgsbildung abgeschlossen. Es entstanden die syntektonischen Granite und die mit diesen verbundenen Anatektit-Migmatitzonen. Es entstanden jene SW—NO verlaufenden Bruchsysteme, die die mesozoische Strukturgestaltung von Südost-Transdanubien bestimmten. Zuletzt erhob sich das ganze Bauwerk, es konsolidierte sich und wurde im oberen Karbon und noch mehr im Perm abgetragen.

Der perm-mesozoische, altalpine Zyklus

Der totalen Hebung folgte das Einsinken des Mecseker- und Villányer Sedimentationstrog. Gemäß der Untersuchung der Mecseker Perm-Serie lag das ausgedehnte Festland, daß das mehrere tausend Meter mächtige Erosionsmaterial lieferte, im unteren Perm in SW, im oberen Perm in NW. Die Flüsse sedimentierten in der unteren Permzeit im Mecseker und Villányer Sedimentationstrog eine ähnlich ausgebildete, etwa 2000 m mächtige Sedimentschicht. Die Mágocser und Mórággyer Kristallzone ist bereits zu dieser Zeit erhoben und nur in der oberen Permzeit breitete sich darüber das fluviatile Schuttmaterial aus (A. BARABÁS — J. KISS 1958).

Den SW—NO verlaufenden Bruchlinien entlang beginnt die abgesonderte Entwicklung der mesozoischen Strukturen und führte zur Zeit des altalpinen Zyklus zu der abweichenden Entwicklung der Mecseker und Villányer Faziesgebiete.

a) Junge variszische Bewegungen im Perm

Im unteren Perm können wir die der saalischen Phase sich anschließenden Produkte des subsequenten Vulkanismus untersuchen. Der Vulkanismus ergab ein frühes, eventuell noch oberkarbonisches Porphyrit- und unterpermisches Quarzporphyr-Gestein. Die untere Perm-Serie lagert diskordant mit groben Konglomeraten auf dem Granit; sie geht aber bald in beiden Faziesgebieten in eine Flachmeer-Serie über (J. SOMOGYI 1964).

Das obere Perm zeigt sich durch eine Vergrößerung des Sedimentmaterials an. Durch die hebende Wirkung der pfälzer Vorphase wächst die Reliefenergie und die nun von NW fließenden Flüsse lagern unsortierte Konglomerate und Arkose-Sandstein ab. Den oberen Abschnitt des oberen Perms stört die erneute hebende Bewegung der Pfälzer Phase. Eine grobe Konglomeratschicht weist auf die Zunahme der Abtragung hin.

Demnach zeigt die quergeschichtete Sandsteinserie des oberen Teiles des Oberperms, daß der Oberlauf der Flüsse zum Unterlauf wurde. Die Wogen des Triasmeeres überfluten danach das sinkende Ufer.

Im Perm können wir die Wirkungen der vertikalen Bewegungen nur auf Grund der Änderung der Erosionsprodukte untersuchen. Gleichzeitig mit der Abtragung beginnt längs der durch den altalpinen Zyklus charakteristischen, in Streifen entwickelten, abgesonderten Strukturen die Epoche der Sedimentation.

b) Trias-Jura Geosynklinalperiode

Im unteren und mittleren Trias entstand so im Mecseker- wie im Villányer-Faziesgebiet eine gleichartig entwickelte Ablagerung. Obzwar wir weder im Mágoeser noch im Morágyer kristallinen Gürtel ihre Bildungen kennen, setzen wir voraus, daß diese wenigstens teilweise vom Meere bedeckt waren.

Die bunten Schiefer, feine Sandsteine und Gipsablagerungen der Seizischen- und Kampilischen-Schichtenserie weisen auf seichte litorale Ablagerungen hin. In der anisichen Stufe erweitert sich das Meer und repräsentiert mit seinen Hoch- und Flachsee-Karbonatablagerungen diese thalattokrate Epoche. Im Ladin entwickelt sich auf beiden Faziesgebieten eine regressiv Ablagerungsfolge, die sich im Mecseker Faziesgebiet in der im oberen Trias kulminierenden, terrigenen, jedoch ununterbrochenen Schichtreihe fortsetzt, dagegen im Villányer Gebiet aber eine vollständige Aushebung ergab, die nur durch die aalener Transgression unterbrochen wurde. Diese im oberen Trias sich ergebende vertikale Bewegung können wir mit der altkimmerischen Phase identifizieren.

Der Mecseker Sedimentationstrog beginnt zu dieser Zeit sein eigenes Dasein, das sich in erster Reihe in der beschleunigten Senkung, in kräftiger

vulkanischer Tätigkeit, also in der tiefgreifenden, kräftigen Entfaltung der tektonischen Kräfte meldete.

Im schnell sinkenden Mecseker Sedimentationstrog werden vom oberen Trias angefangen dicke, grobe Arkose-Sandsteine abgelagert. Unter zahlreichen Oszillationen ist im unteren Lias eine 1000 m mächtige Kohlenflözfolge entstanden. Die Abtragung vom nahen, wahrscheinlich NW liegenden Festland lieferte Schuttmaterial in den sich rasch senkenden Mecseker Sedimentationstrog, der sich zwischen den SW—NO verlaufenden Bruchlinien bereits scharf abzeichnete.

Der Kohlenflöz-Serie folgt eine mit feinem Sandstein abwechselnde, fleckige Mergel-Schichtfolge, die eine Vertiefung des Meeres und größere Entfernung vom Ufergebiet anzeigt. Die Fazies der fleckigen Mergel dauert vom Sinemurien bis ins Bathonien.

In dieser Zeit erreicht das Meer die größte Tiefe. Rote, knollige Mergel vom Bathonien, und kieselige Radiolarienkalke des Kallovien repräsentieren die in bathialer Tiefe abgelagerte Jura-Schichtenfolge des Mecseker Faziesgebietes. Nun verlangsamte sich bereits die Schuttförderung und konnte nicht mit dem Ausmaß der Senkung Schritt halten.

Im Oxfordien wird die Regression eingeleitet, sie dauert im Laufe des Malms weiter an und am Ende der Berriasien-Stufe kann stellenweise eine vollständige Aushebung wahrgenommen werden. Die Hoch- und Flachsee-Sedimente werden von Trachydoleritprodukten der unteren Kreide abgelöst.

Der südliche Teil des Mecseker Sedimentationstrogos sinkt verhältnismäßig schneller als der nördliche. Während im Süden eine 5000 m mächtige Trias-Jura Schichtenfolge entstand, hat sich diese in Norden nur bis zu 2000 m entwickelt. Die abweichende Senkungsgeschwindigkeit fällt in die Zeitdauer vom Obertrias bis ins Bajocien. Im oberen Dogger und im Malm wird die Bildung der Ablagerungen im ganzen Sedimentationsgebiet gleichmäßig.

Von der Trias-Jura Schichtenfolge kennen wir Bostonittuffit ausschließlich aus der unterliasischen Kohlenflözserie.

Im Villányer Sedimentationsgebiet dürfte die Dogger Transgression von Norden her übergreifen. Die roten Crinoideen-Kalke des Aalenien, die im Mecsek-Gebiet die litoralen Fazies repräsentieren, lagern im Monyoród auf Mitteltriaskalk. Die litorale Ammonites-Lumachelle-Bänke des Bath-Kallovien erreichen bereits das Villányer-Gebirge. Der Malm weist mit seinen gleichmäßig dickbankigen Kalkserien auf pelagische Zustände hin. Nach der Ablagerung der Tithon-Schichten wird das Villányer Gebiet trockengelegt. Bis heute gelang es nicht Berriaze-Schichten nachzuweisen (E. NAGY 1961, 1964, E. VADÁSZ 1935, 1960, G. WEIN 1961, 1965).

c) Unterkretazische Bewegungen (jungkimmerische Phase und Trachydolerit-Vulkanismus)

Die langwährende Sedimentationszeit nach der Berriasien-Stufe wurde durch die bereits auf tangentialen Bewegungen verweisende, Falten und Brüche verursachende, jungkimmerische Phase unterbrochen.

In dem durch Grubenstrecken aufgeschlossenen Gebiet von Komló und Vasas gelang es Brüche zu beobachten, die dem Trachydolerit-Vulkanismus vorangingen. In diese Brüche drang Lava ein. Es kann ferner die O—W bzw. SW—NO Richtung dieser Brüche und das Übereinstimmen mit der Streichrichtung der werdenden Falten beobachtet werden.

In diese gebirgsbildende Phase fallen die ersten Faltungen des Mecsek-Gebirges, die die Ausgestaltung der O—W-streichenden Kővágószőlős-, Hosszuhetény- und der SW—NO verlaufenden Márévár-Antiklinale einleiteten.

Diesen Bewegungen schließt sich auch ein großzügiger, initialer, basisch-alkalischer Vulkanismus an. Die hauptsächlich unterseeische Vulkan-tätigkeit beginnt bereits im Berriasien. Sie war am kräftigsten im mittleren Valanginien und für ihre weitere Tätigkeit sprechen einige Lavabänke auch noch im Hauterivien.

Der Trachydolerit Vulkanismus wird durch basische Limburgitoid-Trachydolerite eingeleitet, später werden die vulkanischen Produkte immer saurer. Das jüngste Glied der im Kisbányaer Becken sich entwickelnden vulkanischen Serie ist ein Phonolitoid-Trachydolerit. Seine subvulkanischen Formen sind sehr verbreitet und weisen mannigfaltige Ausbildung auf. Mit Vorliebe bilden sich Lagergänge (B. MAURITZ 1911—1913, CSALAGOVITS 1962, Frau SZÉKY V. FUCHS 1952). Das Zentrum des Ausbruches war im nördlichen Teil des Mecsek Gebirges in der Umgebung von Magyaregregy, wo eine 600 m mächtige Schichtfolge bekannt ist (G. WEIN 1962). Im Morágyer Gürtel kennen wir auch einige Trachydolerit- und Bostonit-Gänge. Im Villányer-Gebirge finden wir nur vereinzelt die Spuren des Trachydolerit-Vulkanismus.

Wenn wir in Betracht ziehen, daß sich in der Mecseker Geosynklinale vom Perm bis zum Valanginien eine rund 8000 m, im Villányer Trog eine 4000 m mächtige Sedimentserie ansammelte, bekommen wir die Erklärung, warum der initiale Vulkanismus mit dem Mecseker Ablagerungsbereich verbunden ist. Das basische Magma dürfte zuerst entlang solcher Wege, wie sie durch die entlang tiefgreifender Strukturlinien tiefer gesunkene Geosynklinale vorgezeichnet waren, an die Oberfläche gelangt sein.

Am höheren Teil der valanginischen Trachydolerit-Serie verweist ein bathialer Cephalopoden-Mergel auf die dem Trachydolerit-Vulkanismus folgende, bedeutende postvulkanische Senkung hin.

Später, im Hauterivien, erhob sich das Gebiet in solchem Maße, daß eine grobe, litorale Konglomerat-Sandsteinserie, ausschließlich aus Verwitterungsprodukten der Trachydoleritserie entstand. Diese vertikale Bewegung kann der periodischen Auswirkung der hilser Phase zugeschrieben werden und die letzte schwache Aufflammung des Trachydolerit-vulkanismus hängt vielleicht damit zusammen (G. WEIN 1961).

Im Mecsek Gebirge repräsentieren Flachsee-Regressionsbildungen die barremische und vielleicht noch die aptische Stufe.

Das Villányer Faziesgebiet war zur unteren Kreidezeit bis zum Mittel-Barrémien Festland. Zu dieser Zeit bildete sich Bauxit. Vom Mittel-Barrémien bis zum Ende des Alb setzte sich in der Hochsee eine Flachsee-Kalkmergelschichtfolge ab. Das Kreidemeer drang vom Süden nach

Norden ein, so daß sich im Nordteil des Villányer-Gebirges bereits die tonige Orbitolina-Kalkschichtfolge des Alb bildete (K. MÉHES 1964).

Zu Ende der unteren Kreide beginnt im Mecsek- sowie im Villányer-Gebirge eine kraftvolle gebirgsbildende Phase, die in beiden Faziesgebieten zur vollständigen Aushebung führte.

d) Kräftige Gebirgsbildungsperiode nach der Unterkreide
(Austrische Phase)

Nach den variszischen Bewegungen war die austrische Orogenese die größte, den strukturellen Aufbau von Südost-Transdanubien betreffende gebirgsbildende Phase. (E. VADÁSZ 1935, G. WEIN 1961.)

Es scheint, daß diese Phase in zwei Abschnitten ablief. Darauf verweist das in der Struktureinheit der „nordischen Schuppe“ zurückgebliebene Cenoman-Konglomerat und der rote Globotruncana-Mergel. Im Liegenden der Globotruncana-Mergel lagerndes Konglomerat verweist auf eine starke Hebung vor dem Cenoman. Die Faltung der Cenoman-schichten spricht hingegen für die nachfolgenden Bewegungen (G. WEIN 1965 a).

Die austrischen Bewegungen zeigen sich in kräftiger, von longitudinalen Bruchsystemen begleiteter Faltung und Schuppung. Zu dieser Zeit sind das „faltige Bruchsystem“ des Mecsek-Gebirges (E. VADÁSZ 1935) und die Schuppen des Villányer-Gebirges (G. RAKUSZ, L. STRAUZ 1953) entstanden.

Die einleitenden Falten der jungkimmerischen Phase entwickelten sich weiter. Die Zusammenpressung erreichte solches Ausmaß, daß überkippte, zerrissene, aufeinandergeschuppte Falten entstanden. Die Aufschuppungen werden gewöhnlich von parallelen, auf der der Aufschubrichtung entgegengesetzten Flanke entstandenen Verwerfungslinien begleitet. Die Aufschublinien, sowie die Verwerfungslinien haben hunderte, sogar tausende Meter lange Verschiebungen bewirkt. Ihr Streichen ist im allgemeinen SW—NO und das Streichen überquert auch im West-Mecsek die O—W verlaufende Jungkimmerische Faltungsrichtung in schräger Richtung.

Im Mecsek-Gebirge ist die Vergenz zweiseitig entwickelt, obzwar sich die Schuppen überwiegend in NW Richtung aufstauten. Im Villányer-Gebirge können an der Oberfläche nur NW Vergenzen beobachtet werden. Die Angaben der Tiefbohrung von Beremend und die an der Oberfläche meßbaren Streichrichtungen weisen darauf hin, daß hier bereits mit einer SO verlaufenden Vergenz gerechnet werden muß. Die starren kristallinen Massen scheinen sich bei der Bildung der Vergenzen unzweifelhaft auszuwirken. Die Bildung der plastisch-gefalteten Formen im Mecsek-Gebirge ist dadurch erklärbar, daß die austrische Phase eine 9000 m mächtige, in die Tiefe gesunkene, und infolgedessen plastische Schichtenfolge betroffen hat. Die Schichtfolge des Villányer Faziesgebietes war bedeutend dünner (4200 m) und da es hauptsächlich aus starren Gesteinen bestand, reagierte sie auf den tangentialen Druck mit Schuppungen.

Die zur Zeit der austrischen Bewegungen entstandene Bruchfalten-Struktur hat sich im Laufe der weiteren gebirgsbildenden Bewegungen im wesentlichen nicht verändert. Diese bildeten Brüche, die die konsolidierte und bereits gefaltete Struktur nicht umgeformt haben.

e) „Isostatische“ Zusammenhänge zwischen den mesozoischen Strukturen

Wenn wir den Entwicklungsgang des Mecseker und Villányer Troges verfolgen, sehen wir, daß der von den orogenen Phasen gestörten Gleichgewichtslage eine Ausgleichs-Periode folgte. Wenn im Mecseker Sedimentationstrog eine bedeutende Senkung erfolgte, können wir in dem Morágyer und Villányer Gürtel eine Hebung beobachten.

Nach der Phase der selektiven Senkung folgt eine Ausgleichs-Periode und in dieser Zeit stellt sich in allen drei Struktureinheiten das ursprüngliche Gleichgewicht wieder ein. Bald wird aber das Gleichgewicht wiederum gestört, die Mecseker Geosynklinale sinkt kräftig und dieser Störung folgt wieder eine Ausgleichs-Periode. Die beste Erklärung dieser Zusammenhänge findet sich vielleicht im anlaufenden Mechanismus des altpaläozoischen Zyklus (G. WEIN 1966).

Während sich die aus festerem kristallinem Gestein aufgebauten Schwel-len durch die Wirkung des SO—NW Druckes gehoben haben, sanken die mobilen Zonen, so in erster Linie die mecseker Geosynklinale, ab.

Die Orogen-Phasen kennzeichnen den Ausbruch der aufgehäuften tangentialen Kräfte, denen bis zu erneuter Akkumulation eine Ruheperiode folgt.

In den orogenen Phasen erheben sich die starren Gürtel und zur selben Zeit sinken die mobileren Sedimentationströge. Während der bis zur nächsten Orogenphase andauernden Ruheperiode stellt sich die gestörte Gleichgewichtslage ungefähr wieder ein.

Die saalischen und altkimmerischen Orogenphasen, in denen die Zusammenpressung noch gering war, verursachten nur eine vertikale Bewegung, der eine Ausgleichs-Periode folgte. In der jungkimmerischen Phase haben die tangentialen Kräfte dann bereits Faltungen hervor-gebracht.

Im Bereich des stark sinkenden Mecseker Sedimentationstrog drang in die über 8000 m mächtige Schichtserie durch die verdünnte Kruste das Magma des initialen Vulkanismus ein. Der Ausgleich dauerte bis zu Ende des Alb. Dem folgte die kräftige austrische Phase, die die ganze Mecseker Geosynklinale faltete, den Cenoman Sedimentationstrog hervorbrachte und das Villányer-Gebirge aufgeschuppt hat.

Die oberkretazische-paläogene Festlandsperiode

Die fast 70 Millionen Jahre währende Festlandsperiode, die der austrischen Phase im gesamten ganzen Gebiet von Südost-Transdanubien folgte, verursachte eine große Denudation. Das Resultat war, daß die miozäne

Schichtenfolge sich einem Blockboden auflagerte. Über die lange Festlandsperiode haben wir keine tektonischen Angaben. Wir können nur feststellen, daß vor der helvetischen Sedimentationsbildung NW—SO Bruchlinien entstanden. Es kann aber nicht entschieden werden, ob diese mit der austrischen oder mit einer späteren Phase in Zusammenhang waren.

Der altalpine Zyklus, der in der Tektonik von Mecsek und Villány eine entscheidende Rolle spielte, ist abgeschlossen. Die mesozoische tektonische Etage ist konsolidiert und die Neogen-Phasen des neuartigen jungalpinen Zyklus schalten sie im Laufe der jungen Strukturgestaltung ein.

Neogen-jungalpiner Zyklus

Die neogene Tektonik wirkte sich durch das Wiederaufleben von Bewegungen entlang von NW—SO verlaufenden und auch älteren SW—NO Bruchlinien auf das ganze Gebiet von Südosttransdanubien aus. Die derart entstandenen Strukturen, obzwar sie die Richtungen des alten mesozoischen Grundgebirges widerspiegelten, unterschieden sich erstens darin, daß sie viele selbständige, von Brüchen begrenzte, schachbrettartige Strukturformen bildeten. Diese führten eine voneinander unabhängige Bewegung aus und dementsprechend entwickelten sich neogene Schichtenfolgen von verschiedenartiger Mächtigkeit und Fazies.

Die Auswirkung des mesozoischen Grundgebirges mit seiner parallelen Struktur spiegelt sich am besten in den im Nordteil des Mecsek-Gebirges N—O, im Südteil SW—NO verlaufenden miozänen Senken wider. Beide sind von NW—SO Verwerfungslinien in Teilbecken gegliedert.

Im Pliozän ändert sich der Charakter der Strukturbildung. Durch sehr bedeutende, kompressive Kräftewirkung entstehen Schuppenstrukturen, die sich entlang der Vorsenken am südlichen und nördlichen Saum des Mecsek-Gebirges aufstauten.

a) Die Zeit der Zerklüftung im Helvet, „Steirische Phase“

Die „steirischen“ Bewegungen können in zwei Phasen aufgeteilt werden. In der steirischen Vorphase sind die entlang von Brüchen einsinkenden Becken entstanden, die sich im Unterhelvet zuerst mit groben, festländischen, später mit marinen Ablagerungen auffüllten. Die Flüsse des Unterhelvets lieferten das grobklastische Material vom Süden nach Norden (A. JÁMBOR — J. SZABÓ 1961) und füllten zuerst die W—O verlaufende Senke am Nordrand des Mecsek-Gebirges auf. In derselben Senke erfolgte der Ausbruch des in der Szekszárder Bohrung angefahrenen, subsequentartigen Rhyolits und des in der Nagymányoker Bohrung angefahrenen, sowie auch bei Komló an der Oberfläche anstehenden Andesites. Die Rhyolittuff- und Tuffitschichten charakterisieren die ganze Schichtfolge.

Die Oberhelvet-Schichtfolge weist mit der an den Uferlinien vorhandenen Lagerdiskordanz, den Brackwasser und Meeresablagerungen auf die Transgression des Helvet-Meeress hin.

Die helvetische Stufe wird mit einer kurzfristigen Regression abgeschlossen (E. VADÁSZ 1935, G. HÁMOR 1964).

Auf diese mit Pflanzenfossilien belegte, sandige und schotterige Schichtfolge lagert eine durch eine reiche marine Foraminiferenfauna charakterisierte untertortone Tonmergel-Schichtfolge auf (Frau KORECZ-I. LAKY 1964), deren Litoralfazies grobe Konglomerat-Sandstein-ausbildung aufweist. (Budafaer Sandstein.) Die bedeutende Raumzunahme des Meeres und die weitere Vertiefung der miozänen (Sammel) Beckens verbinden wir mit dem ersten Abschnitt der steirischen Hauptphase.

Der zweite Abschnitt der steirischen Hauptphase wird im gesamten Mecsekbereich mit einer Diskordanz eingeleitet (G. HÁMOR 1964). Schotterig-sandiger Leithakalk und Konglomerat zeigen das wiederholte Vordringen des Meeres an. Im übrigen können in den litoralen Bildungen, sowie in der Beckenfazies und auch in den Bohrprofilen im Tortonien (steirische Hauptphase) vier Oszillationen unterschieden werden.

Im Torton vermindert sich die vulkanische Tätigkeit; nur dünne, feingefügte Dazituff-Einschaltungen weisen darauf hin.

b) Obermiozän (Attische Phase); Einleitende Faltungen

Während der steirischen Phase entwickelt sich eine Dilatations-artige Bruchstruktur mit subsequentem Vulkanismus. Im Sarmatien kommen auch kompressive Wirkungen zum Ausdruck.

Das Sarmatien lagert sich stellenweise diskordant mit seinen groben Kalkschichten — so in der Umgebung von Pécs — den älteren paläozoischen und mesozoischen Gesteinen auf. In der Bohrung Hidas 53 kann unter den ungestörten unterpannonischen Schichten gefalteter, sarmatischer Tonmergel beobachtet werden. Demzufolge kann angenommen werden, daß die Hebung der Struktureinheit „Nördliche Schuppe“ und die Auf-schiebung auf die südlich entwickelte miozäne Senke bereits zu dieser Zeit eingeleitet wurde. Die in der Linie Mecsekpölöske—Kisbattyán ziehende SW—NO Falte begann sich wahrscheinlich ebenso zu dieser Zeit zu entwickeln.

e) Intensive Kontraktionszeit des Intrapannons (Slawonische [-Rhodanische] Phase)

Nach den variszischen, austrischen kontraktiven Phasen spielte sich die dritte Störung mit sehr starker Schuppenbildung im Pannon ab.

Der sarmatischen Regressionsepoche folgt die unterpannonische Transgression mit groben Konglomeraten. Die Becken vertieften sich weiter. Außer den im südlichen Vorraum des Mecsek-Gebirges in der Richtung Mohács—Németboly ziehenden Senken, entwickelte sich eine jung eingebrochene Senke, entlang von NW—SO verlaufenden Brüchen, östlich von Bátorfő.

Der unterpannonischen Senkungsperiode folgte die starke Schuppung, die am nördlichen Rande des Mecsek-Gebirges die mesozoische Schichtenfolge der Struktureinheit der „Nördlichen Schuppe“, südlich auf die miozäne

Vorsenke aufgeschuppt hat (G. WEIN 1964, 1965a). Die Schuppung hat eine Bewegung von 1000 m verursacht. Am Südteil des Mecsek-Gebirges stauten sich die mesozoischen Schichten ebenfalls in südliche Richtung an unterpannonischen Schichten auf (E. VADÁSZ 1935, I. FERENCZY 1937, G. WEIN 1965b).

Dieser intensiven Phase können wir auch den finalen Basaltvulkanismus von Bán anschließen (I. VICZIÁN 1965).

d) Die Entstehung der postpannonischen Schuppenstrukturen (ostkaukasische Phase)

Die unterpannonische Schuppung ist mit der diskordanten, oberpannonischen, schotterig-sandigen Ablagerungsfolge abgeschlossen. Im Oberpannon sind die Ablagerungen gleichmäßiger. Im nördlichen Vorraum des Mecsek-Gebirges hat sich eine über 600 m mächtige Schichtenfolge gebildet. Im südlichen Vorraum des Mecsek-Gebirges ist die Senkung langsamer. Das Unterpannon schließt eine kontraktive Phase ab, die sich in wiederholter Schuppung äußert. Die Struktureinheit der „Nördlichen Schuppe“ staut sich bereits über einen Kilometer lang in Richtung der nördlich davon entwickelten oberpannonischen Vorsenke auf (G. WEIN 1965a). Im Süden aber, da hier die Vorsenke auch weiter südlich der mesozoischen Masse des Mecsek-Gebirges vorhanden ist, ereignet sich die kräftige Schuppung weiter südlich. Parallel mit den Schuppenlinien entstanden so in dieser Phase, wie im Intrapannon, infolge des Massenmangels am Flankenabhang längs der länglichen Verwerfungslinien, Brüche. Der Schuppung folgte eine Hebung, die bis zum heutigen Tage dauert.

Aus den Vergenzen der pannonischen Schuppungen kann als Gesetzmäßigkeit abgelesen werden, daß die Schuppung immer gegen die Vorsenken geschieht, wo sich eine bessere Ausweichmöglichkeit darbietet. Eine zweiseitige Struktur ist im Mecsek-Gebirge nur zur Zeit der austrischen Phase entstanden, als die mächtige mesozoische Schichtenfolge des Sedimentationstrogos noch plastisch war. Die mit plastischeren tertiären Schichten umgebenen, starren mesozoischen Strukturen bewegten sich immer in der Richtung des geringeren Widerstandes und so entstanden die einseitigen oder pseudozweiseitigen Strukturen (E. R. SCHMIDT 1962, G. WEIN 1964).

e) Pleistozäne Bewegungen

Nach dem oberen Pannon erhob sich das ganze Gebiet. Außer den vertikalen Hebungen wurden auch im Levantikum horizontale nord-südliche Bewegungen entlang der Brüche im Villányer-Gebirge beobachtet (M. KRETZOI 1956). Es entstanden hier O—W Klüfte, die mit Fossilien der Villányer Vertebratenfauna der sizilianischen Stufe ausgefüllt sind. Demnach erfolgten wiederholt N—W verlaufende, offene Brüche, von denen M. KRETZOI (1956) eine Vertebratenfauna des Bihariumalters beschrieben hat. Danach überdeckt im oberen Teil des Pleistozäns der Würm-Löß die Oberfläche, die zufolge der Erosion das heutige Bild ergibt.

Im Laufe des Pleistozäns steigt sowohl das Mecsek- wie das Villányer-Gebirge. Das bestätigt die heute ungefähr 400 m betragende Höhe der einstigen Oberpannonischen Terrassen und die Niveauänderungen der Höhenmarken binnen zehn Jahren (L. MOLDVAY 1964, 1965a, 1965b, L. BENDEFY 1959, 1964).

Die oberpannonischen Vorsenken leben weiter und einige Beobachtungen weisen darauf hin, daß die Schuppenstrukturen sich auch in derselben Richtung bewegen. (P. Z. SZABÓ 1955, L. MOLDVAY 1965, G. WEIN 1961.) Die pleistozänen Bewegungen zeichnen sich in erster Linie in den Ablagerungen der Tröge längs der Brüche ab. Außerdem entstanden schwache Falten, die sich O—W den Mecsek- und Villányer-Gebirgen anschmiegen. (V. F. PÁVAY 1943.)

Wenn wir die Hebung des Mecsek- und Villányer-Gebirges und die Senkung der Vorsenken während des Pliozäns und Pleistozäns beobachten, ergibt sich wiederum der Gedanke, daß gleichfalls, so wie in der Entwicklung der mesozoischen Strukturen, sich auf die kontraktive Einwirkung der orogenen Phasen hebenden starren Strukturen (in diesem Falle der ehemalige mobile Mecseker Sammeltrog) eine entsprechende, sinkende Zone haben, die wenn auch in kleinerem Ausmaß die Rolle eines Sedimentationstrogos spielt.

Literaturverzeichnis

AKSIN, V., KARAMATA S., 1954: Petrologische Charakteristik der kristallinen Gesteine der pannonischen Masse aufgeschlossen in der Tiefbohrung „Becej“ 3. — (Bácska) Bull. du Serv. Geol. et Geophysique de la R. P. de Serbie. Beograd. 11. pp. 243—251.

BALKAY, B., BALOGH K., IMREH L., KILÉNYI T., 1956: A Pécs-komlói feketeköszönvonalat (Mecsek hegység) szerkezeti vázlata. — F. I. é. J. 1954. pp. 11—21.

BARABÁS, A., KISS J., 1958: The Genesis and Sedimentary Petrographic Character of the Enrichment of Uranium Ore in the Mecsek Mountain. — Act. 2. — Confér. International. Genève. 2. pp. 388—395.

BARANYI, I., JÁMBOR A., 1963: Komplex geofizikai kutatások és geológiai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dunántul területén az alaphegység kutatásában. — Magyar Geofizika 3. 3—4. Budapest.

BARTEA, F., 1964: A Mecsekhegység és tágabb környéke pannon üledékeinek biosztratiográfiai vizsgálata. — Földtani Intézet Évi Jelentései 1961. pp. 175—181.

BENDEFY, L., 1959: Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund zeitgemäßer Feineinwägungen. — Acta Techn. 23. 1—3.

BENDEFY, L., 1964: Geotectonic and Cristal Structure Conditions of Hungary as Recorded by Repeated Precision Levelings. — Acta Geol. 8. 1—4. pp. 395—411, Budapest.

BÖCKH, J., 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — Földtani Intézet Évkönyve. 4. pp. 129—287.

BURRI, C., NIGGLI P., 1954: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. — Zürich.

CIRIC, B., GAERTNER H. R., 1962: Zur Frage der varistischen Faltung in Jugoslawien. — Geol. Jb. 81. 1—10. Hannover.

CIRIC, B., 1960—1963: Le developpment des Dinarides Jougoslaves pendent le cycle Alpine. — Extrait du Livre a la Mem. Prof. P. Fallot T. II. Paris.

CIRIC, B., 1953: Prilog resenju probleme „Severne prelazne zone“. — Vesnik Zav. za geol. i geof. istrazivanja 10. (p. 56). Beograd.

CORNELIUS, H. P., 1949: Die Herkunft der Magmen nach STILLE vom Standpunkt der Alpengeologen. — Sitzber. Öst. Ak. d. Wiss. I. 158. 7—8. Wien.

CRNKOVIC, B., 1963: Petrografija i petrogeneza magmatita sjeverne strane Medvednice. — Geoloski Vjesnik 16. Zagreb.

CSALAGOVITS, I., 1962: Das chemische System der Trachydolerite. — Himicseszakája szisztéma trachidoleritov. — Acta Geol. 6. 3—4. pp. 285—305.

CSALAGOVITS, I., 1964: De la palingenese caledonienne et des rapports de grand tectonique du Massif de socle cristallin du Sud du Bassin Pannonien (Cisdanubie). — Ann. Hist-Nat. Musei Nat. Hung. Pars Min. et Pal. 56. Budapest. pp. 31—57.

CSIKI, G., 1963: A Duna-Tisza köze mélyszerkezeti és ősföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. — Földrajzi Közlemények 1. pp. 19—35.

ERDÉLYI, M., 1961—1962: Külső Somogy vízföldtana. — Hidrológiai Közöny 1961. 41. 6. pp. 445—458; 1962. 42. 1. pp. 56—64.

FACSINAY, L., SZILÁRD J., 1956: A magyar országos gravitációs alaphálózat. — Geof. Közl. 5. 2. pp. 3—49.

FERENCZY, I., 1937: Adatok a pécskörnyéki harmadkori medencerész földtani viszonyainak ismeretéhez. — Földtani Int. Évi Jel. 1929—1932. pp. 365—408.

FLÜGEL, H., 1964: Das Paläozoikum in Österreich. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien Bd. 56.

FÖLDVÁRI, A., 1952: The geochemistry of Radioactive substances in the Mecsek Mountains. — Acta Geol. I.

FULÖP, J., 1961: Magyarország Krétaidőszaki Képződményei-Földtani Int. Evk. 49. 3. pp. 577—587.

GAERTNER, H. R., 1934: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. Z. Deutsch. Geol. Gez.

GÁLFI, I., STEGENA L., 1960: Deep reflections and crustal structure in the Hungarian basin. — Ann. Univ. Sc. Bp. di R. Eötvös nominatee. S. Geol. I. 8. 1959. Budapest.

GOLUB, Lj., 1957: Bazalt-andezit kod Popovca, u Baranji. — Geoloski Vjesnik 10. 1956. Zagreb. pp. 111—120.

HÁMOR, G., 1964: A mecseki miocén ősföldrajzi kapcsolatai. — Földtani Int. Évi Jel. 1962. pp. 19—20. Budapest.

IMREH, L., 1956: A mecseki felső-triász homokkő felső részének kőzettani vizsgálata. — Földtani Int. Évkönyve 45. pp. 53—67.

JANOSCHEK, R., 1964: Das Tertiär in Österreich. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. 56.

JANTSKY, B., 1953: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai. — Földtani Int. Évi Jel. 1950. pp. 65—70.

JANTSKY, B., 1964: Kirándulásvezető: Paleozoikum. — Magyar-jugoszláv geológus találkozó. Pécs.

JÁMBOR, Á., 1962: Téseny 1. sz. furás földtani eredményei. — Földt. Közl. 92. pp. 458—459.

JÁMBOR, Á., SZABÓ J., 1961: Mecsek-hegységi miocén kavicsvizsgálatok földtani eredményei. — Földt. Közl. 91. pp. 316—324.

KASZAP, A., 1963: A Dél-baranyai mezozoós szigettrögök. Földt. Közl. 93. pp. 440—450.

KERTAI, Gy., 1957: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. — Földt. Közl. 87. pp. 383—394.

KIESLINGER A., 1935: Geologie und Petrographie des Bachern. — Verh. d. Geol. B. A. Wien. H. 7, S. 101.

KOBER L., 1952: Leitlinien der Tektonik Jugoslaviens. — Serb. Akad. Wiss. Sonderausgabe. Bd. 189. Beograd.

KOCH F., 1934: Zur Geologie der Psunj und Fruska Gora Gebirge. — Jb. k. Ung. Geol. Anst. 1917—1924. pp. 293—305. Budapest.

Frau KORECZ I. LAKY, 1964: A K-i Mecsek miocén Foraminifera faunájának vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. az 1961. évről I. rész. pp. 143—151.

KORMOS T., 1916: A Villányi hegység preglaciális képződményei és azok faunája. — Földt. Int. Évi Jel. pp. 399—415.

KOSSMAT F., 1924a: Die Beziehungen des Südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik. — Geol. Rundsch. 15. Berlin.

KOSSMAT F., 1937: Die ophiolitischen Magmagürtel in den Kettengebirgen des mediterranen Systems. — Sitzber. preuss. Akad. d. Wiss., phys. math. Kl. pp. 308.325. Berlin.

KOVÁCS L., 1954: Vasas, Hosszuhetény, Pécsvárad közti terület földtani leírása. — Földt. Int. Évi Jel. 1953. 1. pp. 197—207.

KÖRÖSSY L., 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. — Földt. Közl. 93. pp. 153—172.

KRAUS E., 1951: Die Baugeschichte der Alpen. I—II. Teil. Berlin.

KRETZOI M., 1955: Adatok a Magyar-medence negyedkori tektonikájához. — Hidr. Közl. 35. p. 44. Budapest.

KRETZOI M., 1956: A Villányi hegység alsó-pleisztocén gerinces faunái. — Geol. Hung. ser. Pal. 27. pp. 1—264.

LENDVAI K., 1962: Geofizikai módszerek alkalmazásának eredményei és perspektívái a szénkutatásban. — Magy. Geofizika. III. évf. 3—4. sz.

LÓCZY L., ifj. 1912: A Villányi és Báni-hegység geológiai viszonyai. — Földt. Közl. 42. pp. 672—695.

LÓCZY L., ifj. 1913: A Báni-hegység (Baranya vm.) geológiai viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. pp. 353—360.

LÓCZY L., ifj. 1925: A Dunántul hegyszerkezetéről. — Földt. Közl. 55. pp. 57—63.

LÓCZY L., ifj. 1940: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogen-Bewegungen im Aufbau des innerkarpatischen Beckensystems. — Sborn. Zeitschr. d. Bulg. XI. Sofia.

LÓCZY L., id. 1918: Magyarország földtani szerkezete. A magyar szentkorona országainak földrajzi társadalomtudományi és közgazdasági leírása. — Magy. Földrajzi Társaság, Budapest.

LÓCZY L., id. 1924: Geologische Studien im westlichen Serbien. — Berlin u. Leipzig.

BALOGH K., HORUSITZKY F., KRETZOI M., NOSZKY J., RINAI A., SZENTES F., 1958: Magyarország 1:300.000-es földtani térképéhez. — Földt. Int. Kiadv.

M. KIR. Földtani Intézet 1914: Magyarország és vele határos területek földtani térképe. DK-i lap. 1:500.000. Budapest.

MAJZON L., 1961: A magyarországi globotruncanás üledékek. — Földt. Int. Évkönyve 49. 3. pp. 593—618.

MAURITZ B., 1912—1913: A Mecsek-hegység eruptívus kőzetei. — Földt. Int. Évkönyve 21. pp. 151—190.

METZ K., 1951: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. 44.

MEZNERICS I., 1959: Das marine Neogen Ungarns in seinen Beziehungen zum Wiener Becken. — Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. 52.

MÉHES K., 1964: The Foraminiferal Genus Orbitolina from Hungary. — Acta Geol. 8. 1—4. pp. 265—281.

MOJSISOVIC S., 1880: West-Bosnien und Türkisch-Croatien. — Jahrb. d. k. k. geol. R. A. 30. 2. pp. 167—175.

MOLDVAY L., 1964: Adatok a Mecsek és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához. — Földt. Int. Évi Jel. 1962. pp. 105—109.

MOLDVAY L., 1965a: A negyedkori szerkezetalakulás jellege a Mecsek hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.

MOLDVAY L., 1965b: The Manifestations of quaternary tectogenesis in the mountains of Hungary. — Acta Geol. 9. pp. 49—55.

NAGY E., 1961: A mecseki triász áttekintése. — Földt. Int. Évkönyve 49. pp. 295—302.

NAGY E., 1964: A mecseki felső-triász kérdés jelenlegi állása. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről. pp. 13—16.

- NÉMEDI V. Z., 1963: Hegységszerkezeti vizsgálatok a kövestetői fonolitterületen. — Földt. Közl. 93. pp. 37—53.
- NÉMETH L., 1964: A Nyugat-Mecsekhegység képződményeinek hidrogeológiai értékelése. Pécs, Műszaki Szemle 9. 3.
- NOSZKY J., ifj. 1948: A Komló környéki kőszénterület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. pp. 65—74.
- NOSZKY J., ifj. 1953: Mecsek hegység ÉK-i szegélyének földtani vázlata. — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ról. pp. 145—151.
- ORAVECZ J., 1964: Szilur képződmények Magyarországon. — Földt. Közl. pp. 3—9.
- OVCŠINYIKOV L. N., PANOVA M. V., SANGARJEJEV F. L., 1961: Abszoljútűj vozsaszt nekotorich geoliceseszkih obszovaniij Vengrii. Trudü devjatoj szesszii komiszzii po opredeleniju abszoljutnogo vozsaszta geoliceseszkih formacij 1960. — Izd. Ak. Nauk. SzSzsZR. Leningrad.
- PAPP F., REICHERT R., 1929: A Mórág-vidéki gránitok. — Földt. Közl. 59. pp. 35—41.
- PAPP S., 1939: Magyar Amerikai Olajipari Részvénytársaság földiolaj és földgáz-kutatásai a Dunántúlon. — Bányászati Lapok. 77. pp. 200—241.
- PÁLFALVY I., 1964: A Mecsekhegység helvét-torton flórája. — Földt. Int. Evi Jel. 1961-ről. pp. 185—191.
- PÁVAI V. F., 1943: A Dunántul hegyszerkezete. — Földt. Int. Évi Jel. 1943. függ. Beszámoló a Földt. Int. vitailésének munkálatairól. 5. 5. pp. 213—223.
- PETKOVIC K., 1958a: Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. — Sonderabdruck d. Geol. Bundesanstalt. I. 101. Wien.
- PETKOVIC K., 1963: La Carte tectonique de la R. F. P. de Jougoslavie. — Bull. cl. d. sci. math. et nat. N. S. 9. 32. Beograd.
- PETERS K. F., 1862: Über den Lias von Fünfkirchen. — Sitz d. k. Ak. d. Wiss. Wien. Mat. Nat. Kl. 46. pp. 241—293. Wien.
- PETERS K. F., 1863: Bemerkungen über die Bedeutung der Balkan-Halbinsel als Festland in der Lias-periode. — Sitz. d. k. Ak. d. Wiss. Mat. Nat. Kl. 48. pp. 418—426. Wien.
- PETRASCHECK W. E., 1953: Magmatismus und Metallogeneſe in Südosteuropa. — Geol. Rundschau Bd. 42. Stuttgart.
- PILGER A., 1951: Die tektonischen Probleme des initialen Magmatismus. — Geol. Jahrb. f. d. Jahr 1949. 65. Hannover.
- POLAI GY., 1963: A komlói alsó-liász kőszénösszlet bányaföldtani viszonyai. — Földt. Közl. 93. pp. 3—12.
- POMPECKI F. F., 1897: Bemerkungen über die Verbreitung des Lias im ostmediterranen Jura-Gebiete. Z. Deutsch. Geol. Ges. 49. p. 762.
- POSGAY K., 1962: A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése. — Geof. Közl. 11. 1—4. pp. 78—100.
- PRINZ GY., 1958: Az országdomborzat földszármazástani magyarázata a „Tisia“ emelet tükreben. — Földrajzi Közl. 6. 3. pp. 213—225. Budapest.
- RAKUSZ GY., STRAUZ L., 1953: A Villányi hegység földtana. — Földt. Int. Évkönyve 41. 2. pp. 3—27.
- REH H., 1963: Über einige neue Ergebnisse der Auswertung physikalischer Altersbestimmungen. — Geologie Jahrg. 12. 5. pp. 537—555. Berlin.
- RENNER J., STEGENA L., 1965: Gravity research of the deep Structure of Hungary. — Ann. Univ. Sci. Budapestinensis de Rolando Eötvös nom. Sectio Geol. T. VIII. pp. 153—159.
- RÁTHLY A., 1952: A Kárpátmedencék földrengései. Budapest.
- RÓNAI A., 1956: A magyar medencék talajvize az országos talajvizeképező munka eredményei. 1950—1955. — Földt. Int. Évkönyve 46. 1.
- TELEGDI ROTH K., 1929: Magyarország geológiája. — Budapest.
- RÓTH S., 1876: A fazekasboda-mórág- hegylánc (Baranyamegye) eruptiv kőzetei. — Földt. Int. Évkönyve. pp. 103—128.

- SCHAFFER F., 1951: (Geologie von Österreich), Der Grundzug des Baues von Österreich. Wien.
- SCHAEFFER V., 1952: Az izosztatikus anomáliák és a hegységképződési vergenciák összefüggése. — Műsz. Tud. Oszt. Közl. 7. 4. Budapest.
- SCHAEFFER V., KÁNTÁS K., 1949: A Dunántul regionális geofizikája. — Földt. Közl. 79. pp. 327—356.
- SCHMIDT E. R., 1952: Tektonischer Bau und geomechanische Erklärung zur Entstehung der ungarischen Mittel- und Inselgebirge. — Acta. Geol. 1. pp. 167—203.
- SCHMIDT E. R., 1962: Ujabb geomechanikai tanulmányok. — Földt. Int. Évi Jel. 1959. pp. 425—435.
- SCHWÁB M., 1963: Györe 1. távlati kutatófurás. — Földt. Int. Évi Jel. 1960-ról. pp. 323—335.
- SCHWINNER R., 1936: Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. — Verh. d. Geol. Bundesanst. 5. Wien.
- SCHWINNER R., 1940: Zur Geschichte der Ostalpen-Tektonik. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 92.
- SCHWINNER R., 1951: Die Zentralzone der Ostalpen. (Geologie von Österreich: SCHAFFER F. X.)
- SIDÓ M., 1961: A Vékényi-völgy felső-kréta rétegeinek mikropaleontológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évkönyve 49. 3. pp. 649—656.
- SIMON B., 1939: A Magyar medence földrengés térképe. — Földt. Közl. 69. pp. 199—200.
- SIKOSK B., 1958: Tektonik der Jugoslawischen Südalpen. Recueil des Trav. de l'Ist. de Geol. „Jovan Zujovic“ 10. p. 259. Beograd.
- SOMOS L., KÓKAY J., 1960: Földtani megfigyelések a mecsekhegységi liászban és miocénben. — Földt. Közl. 90. pp. 331—345.
- SOMOGYI L., 1964: A mecseki alsóperm összlet felső része hullámbarázdáinak földtani értékelése. — Földt. Közl. 94.
- SOÓS I., JÁMBOR Á., 1960: Növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Mecsek-hegység helvétii kavicsösszletéből. — Földt. Közl. 90. pp. 456—458.
- STAUB R., 1951: Über die Beziehungen zwischen Alpen und Appenninen und die Gestaltung der alpinen Leitlinien Europas. — Eclogae Geol. Helv. Basel. 44. 1.
- STEGENA L., 1964: The Structure of the Earth's crust in Hungary. — Acta. Geol. T. VIII. F. 1—4. pp. 413—431.
- STILLE H., 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beihefte 2. Geol. Jahrb. 8.
- STRAUSZ L., 1942: Adatok a dunántuli neogén tektonikájához. — Földt. Közl. 72. pp. 40—52.
- SÜMEGHY J., 1945: Földtani adatok Baranya vármegye déli részéből. — Földt. Int. Évi Jel. 1941—1942-ről. 1. pp. 137—148.
- SZABÓ J., 1964: A mecseki felső perm és alsó szeizi összletben mért ferde rétegzettségű adatok földtani értékelése. — Földt. Közl. 94.
- SZABÓ P. Z., 1955: A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége Déldunántulon. — Dunántuli Tud. Gyűjtemény 4. Pécs.
- SZABÓ P. Z., 1961: Über den Verkarstungsprozeß in zwei ungarischen Inselgebirgen. — Geograf. Bericht 20. 21. 3—4. Berlin.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E., 1956: A dél-mecseki liász kőszén származása az új kollektív vizsgálatok tükrében. — Földt. Int. Évkönyve 45. 1. pp. 315—355.
- SZALAI T., 1958: Geotektonische Synthese der Karpaten. — Geof. Közl. 7. 2. pp. 112—145.
- SZALAI T., 1964: Epirogene Bewegungen des pannonischen Internids und seiner Kordilleren. — Acta Geol. 8. 1—4. pp. 357—363. Budapest.
- SZEPESHÁZY K., 1962: Mélyföldtani adatok a Nagykörös-Keckeméti területéről. — Földt. Közl. 92. 1.

SZÉKYNÉ FUX V., 1952: Die Rolle der magmatischen Gesteine im Steinkohlenkomplex von Komló. — *Acta Geol.* 1. pp. 269—294.

SZÉNÁS Gy., 1961: Case History of a Complex Geophysical Prospecting over a Highly-disturbed Structure. (The Mecsek Mountains.) — *Acta Techn.* 37. 1—2. pp. 47—89.

SZÉNÁS Gy., és munkatársai 1964: A Mecsek- és a Villányihegység geofizikai kutatásának eredményei. — *M. All. Eötvös Loránd Geofizikai Int. Évk. I. k.* Budapest.

SZENTES F., 1949: Kárpáti hegrendszer helyzete az alpesi orogénben. — *Földt. Közl.* 79. pp. 89—92.

SZENTES F., 1961: Magyarország hegységszerkezeti térképe. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1957—1958-ról. pp. 7—12.

TEICHMÜLLER R., 1928: Zur Frage des Alters der tektonischen Bewegungen in den südlichen Kalkalpen. — *Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges.* 81.

TOMOR J., 1958: A magyarországi olajkutatás új eredményei és lehetőségei. — *Bány. Lapok* 91. pp. 714—724.

VADÁSZ E., 1935: A Mecsekhegység. — *Magy. Tájak Földt. Leírása.* 1. Budapest

VADÁSZ E., 1960: Magyarország földtana. 2. kiadás. Budapest.

VADÁSZ E., 1961: Répartition dans l'espace et dans le temps et tectonique magmatique du magmatisme en Hongrie. — *Acta Geol.* 7. 1—2. pp. 129—158.

VAJK R., 1943: Adatok a Dunántul tektonikájához a geofizikai mérések alapján. — *Földt. Közl.* 73. pp. 17—38.

VENDEL M., 1960: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. — *Mitt. d. Geol. Ges. Bd.* 51. S. 281—294. 1958. Wien.

VÉGH S., 1959: A keleti Mecsek hegység helvétai képződményeinek üledékföldtana. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1955—1956-ról. pp. 405—416.

VETTERS H., 1937a: Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich. (1:500.000) mit Erläuterungen. Wien.

VETTERS H., 1937b: Erläuterungen der geologischen Übersichtskarte von Österreich. Wien. (Karte.)

VICZIÁN I., 1965: A baranyai bazalt. — *Földt. Közl.* 4. (Unter Druck.)

VIGH Gy., 1942: A földtan szerepe a városok vizellátásában. — *Hidr. Közl.* 22. pp. 145—176.

WEGMANN E., 1955: Lebende Tektonik. — *Geol. Rundschau* 43. Bd. H. 1. Stuttgart.

WEIN Gy., 1952: A komlói bányaföldtani kutatások legújabb eredményei. — *Földt. Közl.* 82. pp. 337—347.

WEIN Gy., 1960: Karbon kőszén kutatásának kilátásai Magyarországon. — *Bány. Lapok.* 93. pp. 604—607.

WEIN Gy., 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti Mecsekben. — *Földt. Int. Évkönyve* 49. 3. pp. 759—768.

WEIN Gy., 1964: The Vergency-Directing Role of the Fore-Deeps in the Mountains of Hungary. — *Acta Geol.* 8. 1—4. pp. 347—355. Budapest.

WEIN Gy., 1965a: Az „Északi Pikkely“ (Mecsek hegység) földtani felépítése. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1964-ról. Budapest.

WEIN Gy., 1965b: Pécs hegységszerkezeti képe. — *Dunántuli Tud. Gyűjt. Pécs.*

WEIN Gy., 1966: Délkelet-Dunántul hegység szerkezeti egységeihez összefüggései az Ó-Alpi ciklusban. — *Földtani Közl.* Budapest. 97. pp. 286—293.

WÉBER B., 1964: Újabb növénymaradványos felsőkarbon a Ny-i Mecsek helvétai rétegeiből. — *Földt. Közl.* 94. pp. 379—381.

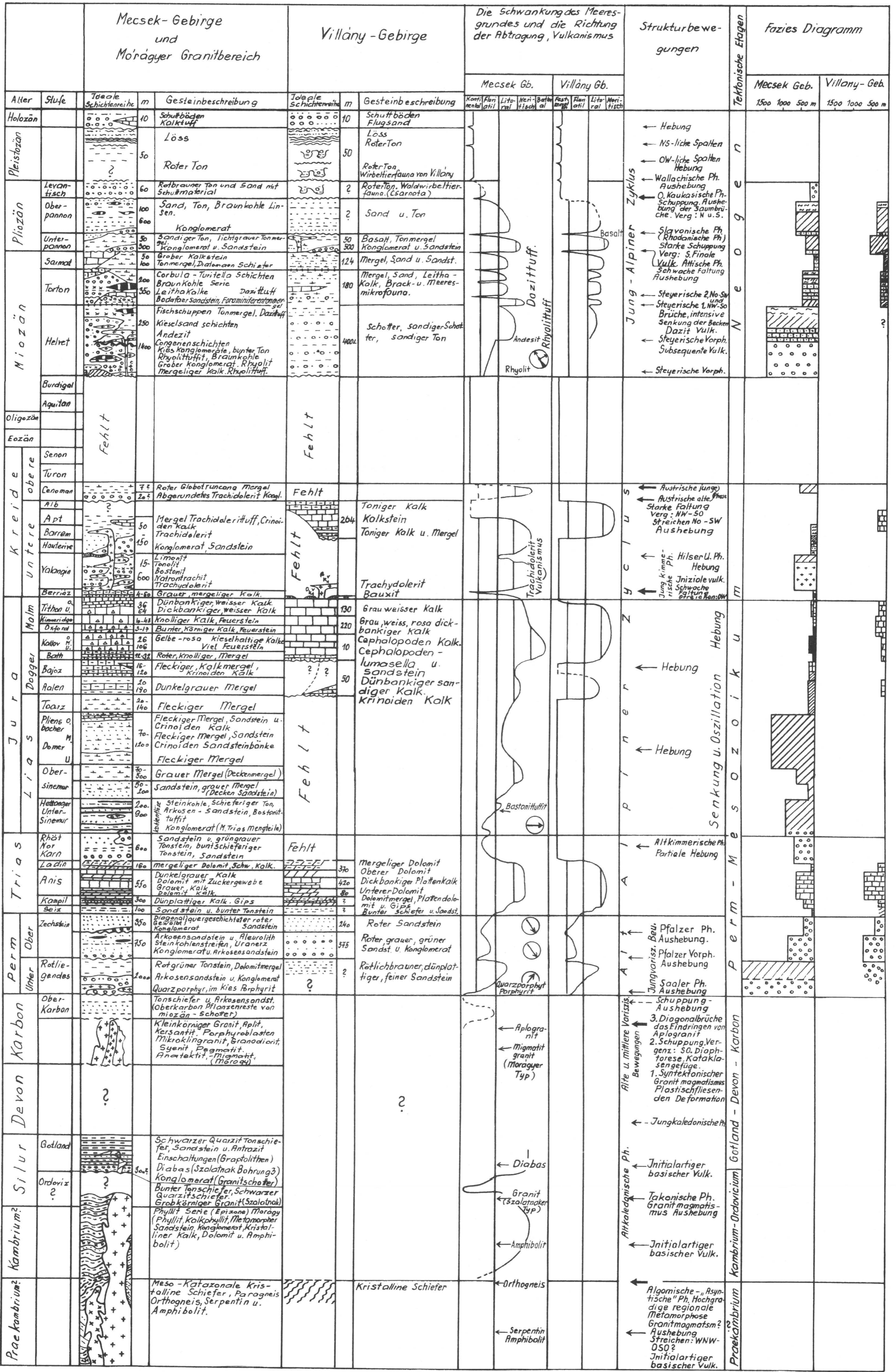
WINKLER-HERMADEN A., 1923: Über den Bau der östlichen Südalpen. — *Mitt. Geol. Ges.* 16. Wien.

WINKLER-HERMADEN A., 1936: Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der Östlichen Südalpen. — *Geol. Rundschau* 27. Stuttgart.

WINKLER-HERMADEN A., 1957: Geologische Kräfteispiele und Landformung. — Wien. Springer Verlag.

Der Entwicklungsgang des Mecsek- und Villány Gebirges

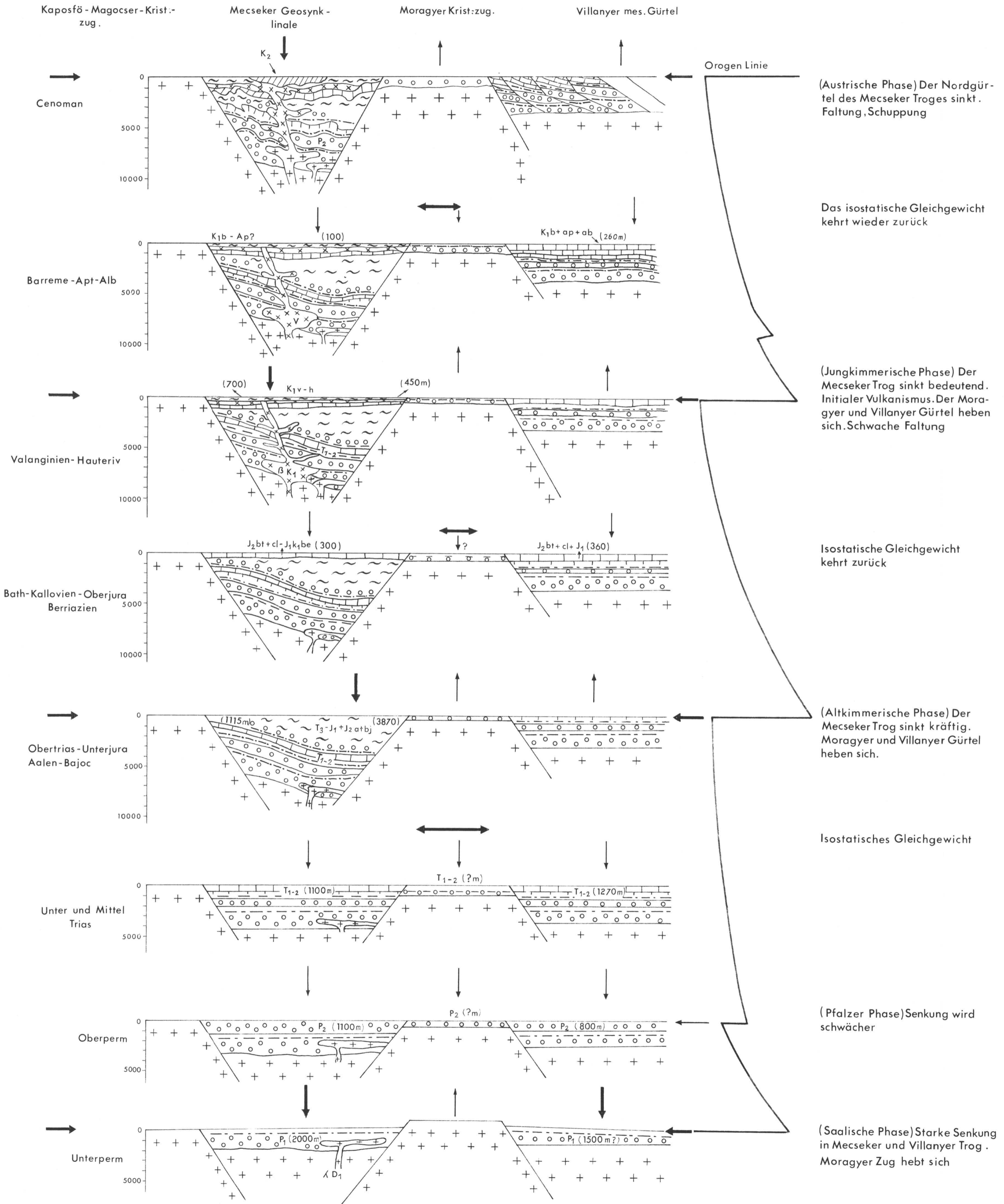
zusammengestellt von G. WEIN, 1965



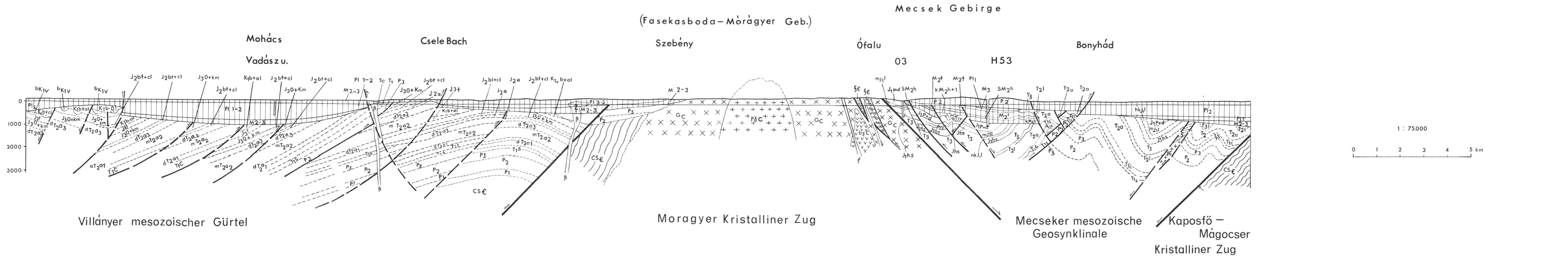
- ~ Sedimentation u. Winkeldiskordanz
- ++++ Konkordante Transgressionsgrenze
- ↻ Erosionsrichtung bezeichnende Pfeile
- Kräftige Gebirgsbildende Phasen
- Schwächere Gebirgsbildende Phasen
- Ungewisse Gebirgsbildende Phasen
- ⊕ Vulkanische Schichtenfolge
- ⊙ Festländische, grobe Klastische Sedimente
- ⊙ Ufernaher, fleckiger Mergel und orogenfazies mit Schlierenbildung
- ⊙ Litorale Konglomerate und Kalk
- ⊙ Hochsee Karbonatsedimente
- ⊙ Bathyoler, Kieselige Radiolarien-Kalk Ausbildungen
- ⊙ Sandige, tonige Regressionsausbildungen

ISOSTASIE DER MECSEKER GEOSYNKLINALE DES MORAGYER KRISTALLINEN ZUGES DES VILLANYER MESOZOISCHEN GÜRTELS IM PERM-MESOZOIKUM

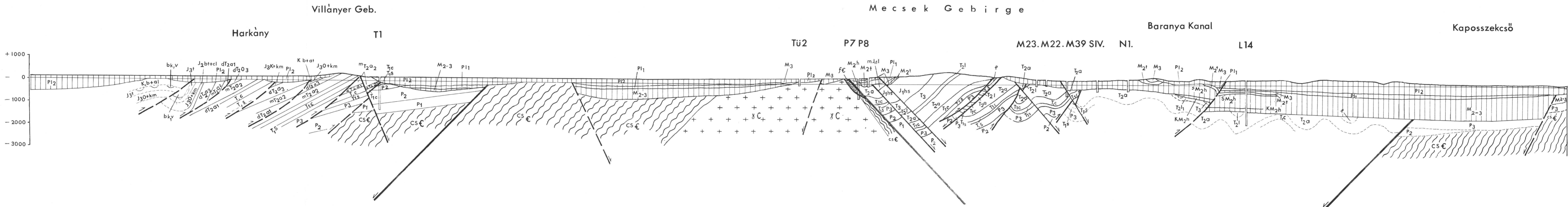
Zusammengestellt von G. WEIN 1965



Fleckenmergel
 Basisch-alkalische Vulkanite
 Kalkstein-Dolomit
 Aleurit-schiefriger Ton
 Quarzporphyr
 Sandstein-Konglomerat
 Paläozoische kristalline Gesteine



MECSEK GEBIRGE PROFIL II



ZEICHENERKLÄRUNG :

PI2	Ton, Sand, Konglomerat	} Ober	Pannonien	} MIÖZÄN
β	Basalt			
PI1	Tonmergel, Sand, Konglomerat	} Sarmatien		
PI1-2	Pannonische Stufe im allgemeinen		} Tortonien	
M3	Grober Kalk, Tonmergel	} Helvetien		
M2-3	Mittel- und Ober Miozän im allgemeinen		} Helvetien	
M2	Mittel Miozän im allgemeinen	} Helvetien		
M2t	Leitha Kalk, Konglomerat, Foraminiferen Tonmergel, Braunkohle, Dazituffit		} Helvetien	
M2h	Helvet im allgemeinen	} Helvetien		
M2h	Schotteriger Sand, Fischechuppen-Tonmergel, Dazit u. Rhyolituffit, Congerien Kalk		} Helvetien	
M2h	Konglomerat, Bunter Ton, Rhyolituffit u. Tuff.	} Helvetien		

Kp-al	Tonmergel und Kalk (nur im Villányer Geb.)	Barrême - Apt - Alb	} Unter	} Kreide	
φ	Trachidolerit Lava, Tuffit, Agglomeratum und tuffiger Mergel	Valangien			} Unter
S b K1v	Bostonit Bauxit	Berriasien			
K1be	Grauer mergeliger Kalk	Berriasien	} Mittel		
J3+K1be	Ober Jura-Berriasien im allgemeinen	Titon			
J3t	Weisser Kalk	Kimmeridge Oxford	} Ober		
J30+km	Weisslicher knolliger Kalk u. bunter körniger Kalk. Im Villányer Gebiet dickbankiger Kalk	Kallovien			
J3	Oberer Jura im allgemeinen	Bath - Kallovien	} Mittel		
J2cl	Gelber - rosa - kieseliger Kalk	Bath			
J2bt+cl	Sandiger - Crinoiden - Ammoniten - Kalk. (Nur im Villányer Gebiet)	Bajocien	} Unter		
J2bt	Roter, knolliger Mergel	Aalenien			
J2bj	Fleckiger Kalkmergel, roter und grauer Crinoiden Kalk	Toarcién	} Unter		
J2a	Dunkelgrauer Mergel. Im Villányer Gebiet Crinoiden Kalk	Pliensbachien Domerien			
J2	Mittel- Jura im allgemeinen	O. Sinemurien	} Unter		
J1t	Grüngrauer, fleckiger, dünnplattiger Mergel	U. Sinemurien Hettangien			
J1p+d	Fleckenmergel, Crinoiden Kalk Sandstein				
M1l	Deckenmergel				
hk1l	Deckensandstein				
J1hs J1	Steinkohlenfläsen Gruppe, Deckenmergel Deckensandstein Serie				
J1hs	Steinkohle, schieferiger Ton Sandstein				

T3	Sandstein, bunter Tonstein	Rhät - Norien Karnien	} Ober	} Perm
T2l	Dunkelgrauer lamellierter Tonstein schwarzer, toniger Kalk, Dolomitmergel	Ladinien		
T2a	Muschel - Kalk - und Dolomit	Anisien	} Mittel	
dT2a3	Oberer Dolomit (nur im Villányer Gebiet)	Kampilien		
mT2a2	Dick- und dünnbankiger Kalk (")	Seisien	} Unter	
aT2a1	Unterer Dolomit (")			
T1c	Dünnplattiger Kalk und Dolomitmergel Gyps und Anhydrit		} Unter	
T1s	Bunter Sandstein, schieferiger Tonstein und mergeliger Dolomit			
P3	Roter Sandstein und Konglomerat		} Ober	
P2	Grauer - grüngrauer - roter Sandstein und Konglomerat Serie			
P1	Roter Tonstein, rotbrauner Sandstein und Konglomerat		} Unter	
vbyv	Kleinkörniger Biotitgranit und aplit Kersanit			
+PjC+	Porphyroplast Granit mit Pegmatit		} Moragyer Typ.	
xGCx	Anatektit - Migmatit - Diaphthorit			
+Yc+	Granit, Anatektit, Migmatit im allgemeinen		} Karbon Perm	
h	Schwarzer Quarzittonschiefer mit Sandstein-Einschlüssen und Anthrazitstreifen			
h	Phyllit - Amphibolit Serien		} Gotland	
+Kc+	Granit (szalatnaker Typus)			
CSε	Glimmerschiefer, Gneis, Amphibolit Serpentin		} Präkambrum	

0 5 10 km

LEGENDE

Oberflächlich Bedeckt

- | | |
|--|--|
| | Oberpannane Schichten und deren Grenzlinie |
| | Miozän Grenzlinie |
| | Pannon Basalt |
| | Unter Pannone Schichten |
| | Torton-Sarmat Schichten |
| | Andesit |
| | Rhyolit |
| | } Helvetien |
| | Helvetische Schichten |
| | Trachidolerit-Phonolit Serie |
| | Valanginien |
| | Mesozoische Schichten |
| | Kreide |
| | Jura |
| | Trias |
| | Perm |
| | Oberperm |
| | Unterperm |
| | Quarzporphyr, Unterperm |
| | Oberkarbone Schichten |
| | Granitgesteine i. allg. |
| | Feinkörniger Granit |
| | Anatektit Migmatit |
| | Grobkörniger Mikrolin-granit (Moragyer Typus) |
| | } Karbon |
| | Granit (Szalotnaker Typus) |
| | PhyllitAmphibolit Serie |
| | Glimmerschiefer-Gneis |
| | Amphibolit Serpentin |
| | Serpentin |
| | } Präkambrium? |
| | Fallen der Lineation |
| | Fallen der Struktur des gepressten Granites |
| | Tiefbohrung |
| | Profil Richtung |
| | Faltenachse |
| | Verwerfungslinie |
| | Aufschublinie |
| | } Ostkaukasische Ph. nach Ober Pannon |
| | Faltenachse |
| | Aufschublinie |
| | } Slavon (Rhodon) Ph. Zwischen Unter-Ob.Pannon |
| | Verwerfungslinie |
| | Verwerfungslinie |
| | - Attische Ph. zwischen Sarmat-Unter Pannon |
| | Verwerfungslinie |
| | - Tertiär |
| | Verwerfungslinie |
| | - Steirische Ph. (Helvet-Torton) |
| | Faltenachse |
| | Verwerfungslinie |
| | Aufschublinie |
| | } Austrische Ph. nach Unter Kreide |
| | Faltenachse |
| | Verwerfungslinie |
| | - Jungkimmerische Ph. (zw. Berriaz-Valanginien) |
| | Zeitweise neubelebte-wichtige sekundäre tektonische Linien |
| | Verwerfungslinie |
| | - Variszikum-Mesozoikum |
| | Aufschublinie |
| | Faltenachse |
| | } Karbon |
| | Aufschublinie |
| | Faltenachse |
| | } Mittel und altvariszische Ph. |

