

DIE DEVONISCHEN BILDUNGEN DES SZENDRÖER GEBIRGES

EINLEITUNG

Im Zusammenhang mit dem Thema „Zusammenfassende geologische Untersuchung der paläozoischen Bildungen Ungarns“ haben wir in der Ungarischen Geologischen Anstalt in den Jahren 1969–1971 zusammen mit dem Paläontologen S. MIHÁLY im Gebiete des Szendrőer Gebirges geologische Kartierungen sowie paläontologische Sammelarbeit durchgeführt. Die paläontologischen Resultate dieser gemeinsamen Arbeit sind in der Studie von S. MIHÁLY: Die mitteldevonischen Tabulaten des Szendrőer Gebirges niedergelegt. Sie erscheint zusammen mit der vorliegenden Arbeit.

Das Ziel der Arbeit war in erster Linie die Klärung des Alters der altpaläozoischen Bildungen, die die Hauptmasse des Gebirges ausmachen sowie die des Zusammenhanges zwischen der Ablagerungsbildung und den tektonischen Verhältnissen der sog. Serien I, II und III ohne einen Anspruch der detaillierten Reambulation.

Mit Hilfe der Beobachtungen im Felde, aufgrund der neueren Tiefbohrungen und Materialuntersuchungen ist es uns gelungen, von den anfänglichen Zielsetzungen manche (wenn auch mit zahlreichen kleineren Unsicherheiten belastet) zu lösen. Aufgrund der geologischen, paläontologischen und tektonischen Grundlagen betrachten wir es als bewiesen, dass

1. Die altpaläozoischen Bildungen des Gebirges im Laufe einer ununterbrochenen marinen Sedimentationsbildung entstanden sind; der Kalksteinkomplex, der in seiner Fazies abweichend entwickelt sein kann und jetzt N-lich und S-lich vom älteren zentralen, klastischen Komplex gelegen ist, kam aus diesem älteren zentralen, klastischen Komplex zustande.
2. Das Alter des Kalksteinkomplexes ergab sich aufgrund der Korallen und Crinoideen als Unter-, Mittel- und Oberdevon, der klastische Komplex ist älter, wahrscheinlich unterdevonisch.
3. Die altpaläozoischen Bildungen des Gebirges bildeten eine asymmetrische Antiklinale, deren Achsenfläche nach SE einfällt. Ihr Kern wird vom zentral gelegenen klastischen Komplex gebildet, als Flanken sind Kalksteinzüge im N und im S zu betrachten. Diese Antiklinale-Struktur ist durch eine SE – NW-lich gerichtete Kräfte Wirkung deformiert, wodurch dann die heutige dreigeteilte monoklinale Gebirgsstruktur entstand. Mit dieser Bewegung war die Deformation der Falten des Gebirges sowie im N die Ausbildung einer Schuppenzone verbunden. Zum Schluss wurde die auf diese Weise zustande gekommene Struktur von einem tertiären Bruchsystem zerbrochen.

HISTORISCHER ÜBERBLICK

Das Szendrőer Gebirge stellt das NE-liche Glied des SW – NE-lich streichenden, von paläozoischen Bildungen aufgebauten Nördlichen Mittelgebirges dar. Seine geologischen Grenzen werden durch junge Randbrüche markiert. Die altpaläozoischen Bildungen des Szendrőer Gebirges sind von verschiedenen mächtigen tertiären Schichten gedeckt, nach SW hin (in der Umgebung von Rudolftelep, Ormosbánya, Izsófalva auch in Ausbissen) in der Richtung des Upponyer Gebirges bis Sajógalgóc zu verfolgen. Von hier an sind dann die altpaläozoischen Schichten in der „Upponyer Ausbildung“ zu beobachten.

Die altpaläozoischen Bildungen stellen drei SW – NE-lich streichende Züge dar.

In diesen drei Zügen des Szendrőer Gebirges kann grösstenteils eine SE-liche Faltungsrichtung beobachtet werden, die Struktur weist einen monoklinalen Charakter auf. Im Falle einer normalen Lagerung liesse diese Struktur darauf folgern, dass die Bildungen, aus denen das Gebirge aufgebaut ist, von S nach N hin immer älter werden. Teils infolge der strukturellen Besonderheiten, teils infolge der recht spärlichen Fauna sahen sich die Kartierer des Gebietes gezwungen, geologische (hauptsächlich lithologische) Analogien anzuwenden. Darum findet man in der Literatur bezüglich des Alters von den paläozoischen Bildungen des Gebirges Einstufungen, die vom Ordoviz bis zum Oberkarbon reichen (Tabelle 1).

Gliederung des Paläozoikums von Szendrő in der Fachliteratur Tabelle 1

	A. FÖLDVÁRI 1942	Z. SCHRÉTER 1949-52	K. BALOGH 1949-52	L. REICH 1952	Á. JÁMBOR 1961	W. I. SLAWIN 1962	K. BALOGH 1964	E. NAGY 1972	Zs. R. KOSÁRY 1974	
PERM	Unter-			IV. Rändlicher (-rotter) Tonschiefer						
KARBON	Ober-	II. a Ton- schiefer Sandstein II. b Dunkler Kalkstein, Ton- schiefer Sandstein I. Kristalliner Kalkstein N-licher Kalk- steinzug	III. Szendrőläder Serie II. Sandstein-Schiefer- Serie I. Szend- rőer Serie IV. Bor- soder Serie	III. Oberer Sandsteinschiefer II. Unterer Sandsteinschiefer I. Kalkschiefer und kristalliner Kalkstein						
DEVON	Ober-	I. Kristalliner Kalkstein			III. Ton- schiefer, korallen- führender Sandstein I. Kristalliner Kalkstein II. Tonschiefer, Sandstein	III. Kalkstein- Tonschiefer	III. Kalkstein, Kalk- Tonschiefer, Sandsteinschiefer II. Tonschiefer, Sandstein, Kalkstein	III. Crinoideen- korallenführender Kalkstein, Kalkphylit	III. Kalksteinkomplex S-licher Kalk- steinzug N-licher Kalk- steinzug	
DEVON	Mittel-									
DEVON	Unter-					II. Tonschiefer, Sandstein	I. Gestreifter, grauer und heller kristalliner Kalkstein	II. Tonschiefer, Sandstein, Metakonglomerat, crinoideenführender Kalkstein	I. Zentraler klastischer Komplex	
SILUR						Sandstein, Kalkstein				
ORDOVIZ						I. Kristalliner Kalkstein				

Die ersten Angaben über das Gebiet des Szendrőer Gebirges wurden von F. HOCHSTETTER (1865) geliefert. Dem Grundgebirge schrieb er ein devonisch-unterkarbonisches Alter zu.

J. BÖCKH (1876), F. FOETTERLE (1868, 1869) sowie F. HAUER (1869) reihten alle drei Serien, die das Szendrőer Gebirge aufbauen, in das Oberkarbon ein.

Ausser den in der Tabelle 1 angeführten umfassenden Arbeiten wurden auch zahlreiche paläontologische Bearbeitungen sowie geologische Detailstudien publiziert. Die Korallen-Fauna der paläozoischen Bildungen wurde zuerst von G. KOLOSVÁRY (1951 und 1959) bestimmt. Aufgrund seiner Bestimmung, die sich später als irrtümlich erwies, wurden diese faunaführenden Bildungen in das Oberkarbon eingereiht. Das durch K. BALOGH und Z. SCHRÉTER eingesammelte Korallenmaterial wurde von sowjetischen Paläontologen bestimmt. Die Bestimmung bestätigte das devonische Alter des S-lichen Kalksteinzuges (Á. JÁMBOR 1961, K. BALOGH 1964). Die Crinoideen- und Tabulaten-Fauna der devonischen Bildungen wurden am ausführlichsten von S. MIHÁLY (1971, 1972 und 1976) bearbeitet. Diese Bearbeitung ermöglichte auch die Verfeinerung der Altersbestimmung.

Die Resultate von P. MOLNÁR (1967) und T. JASKÓ (1970) erweiterten die bisherigen geologischen und tektonischen Kenntnisse über das Gebirge, während GY. RADÓCZ (1969 und 1971) sich in erster Linie mit den neogenen Bildungen, die den Vorraum des Szendrőer Gebirges bedecken, befasste, gleichzeitig aber auch über die bedeckten und an der Oberfläche nachweisbaren Gestaltung des devonischen Grundgebirges Auskunft gab.

AUFSCHLUSS- UND ERKUNDUNGSGRAD DER DEVONISCHEN BILDUNGEN

Sowohl der S-liche wie auch der N-liche Kalksteinzug lassen sich am W-lichen und N-lichen Rande des Gebirges, von Edelény bis Rakaca in zahlreichen natürlichen Aufschlüssen und Steinbrüchen untersuchen. Im Gebiet S-lich von Szendrő trifft das für die Bildungen des zentralen klastischen Komplexes zu. Die Aufschlussverhältnisse sind auch in der Umgebung von Szakácsi – Irota und Gadna (also am SE-Rand des Gebirges) ebenfalls hinreichend. Jedoch wird die Identifizierung der einzelnen Bildungen durch die isolierte Lage etwas erschwert.

Weniger günstig sind zwar die Aufschlussverhältnisse im Gebiet vom W-lichen und N-lichen Gebirgsrand etwa 3–4 km zum Inneren des Gebirges hin, aber eine Identifizierung der Bildungen kann auch hier noch durchgeführt werden.

Im zentralen Teil des Gebirges sind die Aufschlüsse selten, im Gebiet zwischen dem Besenyő-Gehöft – Abod – Királykút-Gehöft und Szakácsi gibt es überhaupt keinen natürlichen Aufschluss. Bis zum Jahre 1969 waren im mittleren Teil des Gebirges keine Bohrungen oder sonstigen Aufschliessungsarbeiten durchgeführt worden. In den Jahren 1969 und 1970 wurden für Erkundungszwecke von Dekorationssteinen 10 Bohrungen mit einer Tiefe von 40–100 m in der Gemarkung der Ortschaften Szendrőlád, Meszes und Rakacaszend abgeteuft. Erkundungsgraben wurden, ebenfalls 1969, von der Ungarischen Geologischen Anstalt am Kopasz-Berg von Rakacaszend ausgehoben.

Die Lage und der Ausbildungstypus der devonischen Bildungen im SW-lichen Vorraum des Gebirges sind uns aus den Erkundungsbohrungen, die auf die braunkohlenflözführende Schichtgruppe gesetzt wurden, bekannt. Im W-lichen Vorraum sind ausser den Erkundungsbohrungen der oberpannonischen Lignite, die meistens in den devonischen Bildungen stehen geblieben sind, in den Jahren 1969–1970 zwei Bohrungen zwecks Graphiterkundung abgeteuft worden, die die devonischen Bildungen aufgeschlossen haben. Im E-lichen, SE-lichen und S-lichen Vorraum wurden zwischen den Jahren 1958 und 1970 sieben geologische Grundbohrungen bzw. Bohrungen zur Erkenntnis der Strukturverhältnisse abgeteuft.

PROBLEME DER LAGERUNGSVERHÄLTNISSE UND IHRE KLÄRUNG

Die Klärung der räumlichen und zeitlichen Zusammenhänge der altpaläozoischen Bildungen von Szendrő wurde in erster Linie durch das spärliche Vorkommen der Faunaelemente und ihren schlechten Erhaltungszustand erschwert. Aufgrund der 1969–1971 gesammelten *Korallen-* und *Crinoideen-* Reste sowie aufgrund der Crinoideen, die aus dem dolomitisierten Kalkstein der Tiefbohrung Rsz. Nr. 3 zum Vorschein gekommen sind, erwiesen sich sowohl die Bildungen des N-lichen wie auch die des S-lichen Kalksteinzuges (also die Bildungen der Flügel der Antiklinale) als devonisch. Der gebietsmässig zwischen den beiden devonischen Kalksteinzügen gelegene Komplex, der über-

wiegend aus klastischen Bildungen besteht, ist fast vollkommen fossilieer. Die Kalksteine im jüngeren Abschnitt des Komplexes führen zwar elliptisch deformierte Querschnitte von Crinoideen-Stiel- und Armglieder, diese sind aber für eine genauere Bestimmung vollkommen ungeeignet. In den feiner gekörnten Sandsteinschichten befinden sich einige unbestimmbare Bruchstücke, die an Pflanzenreste erinnern, anthrazitisiert-graphitisiert und von Tonmineralen und Serizit ausgefüllt sind. Nach einer freundlichen mündlichen Mitteilung von J. ORAVECZ lieferten die Quarzschiefer aus der Umgebung von Irota einen *Hydrozoen*-Rest, der auf das Silur hinweist. Da im unmittelbaren Liegenden des Fundortes von diesem Rest ein mitteldevonischer crinoideen – tabulatenführender Kalkstein anzutreffen ist, scheint das silurische Alter des Restes zweifelhaft zu sein.

Im Zusammenhange mit der Klärung der Lagerungsverhältnisse bedeutete das grösste Problem die SE-liche Fallrichtung. Diese scheint im N-lichen Zug fast ausschliesslich und auch im S-lichen häufiger zu sein. Die Kräftewirkung, die diese dreigeteilte monoklinale Struktur hervorrief – und hauptsächlich die damit verbundene Schuppenstruktur – haben die ursprünglichen Merkmale der Lagerung, besonders im N-lichen Gebiet, weitgehend modifiziert, ja sogar lokal auch umgedreht. In der Beurteilung der Lagerungsfolge von den Bildungen konnten wir uns nur im S-lichen Gebiet auf die Fallrichtungen stützen. Die Lösung eines Teiles von den Problemen gelang uns in erster Linie dadurch, dass wir zuerst innerhalb der einzelnen Blöcke, die sich entlang der Brüche abgesondert haben, das Gesteinsmaterial identifiziert und nachher die Blöcke mosaikartig zusammengefasst haben.

Die Verbindung zwischen dem in der Literatur als Serie II bekannten (und nach den abweichenden Annahmen ins Silur bzw. ins Devon eingereihten) klastischen Komplex und dem N-lichen Kalksteinzug wurde von den Geologen, die im Gebiet Kartierungen durchführten, mit Ausnahme von Z. SCHRÉTER und Á. JÁMBOR als tektonisch betrachtet. Die Ursache dafür kann einestheils darin gesucht werden, dass an den im übrigen ziemlich gut aufgeschlossenen W-lichen und N-lichen Gebirgsrändern der Charakter der Berührung der Bildungen infolge der Randbrüche fast völlig unerkennbar geworden ist, andererseits in der Tatsache, dass in der Umgebung der Grenzen von den Zügen häufig Verkiezelung und Limonitisierung, d. h. charakteristische Merkmale der zermalmten Zonen beobachtet werden können. Wie aber auch schon Á. JÁMBOR (1961) darauf hingewiesen hat, hängt die Verkiezelung in erster Linie von der Bildung selbst ab, sie ist nicht an Seriegrenzen und ausschliesslich an die Berührungslinie des N-lichen und des zentralen Zuges gebunden. Die intensivere Limonitisierung (und die damit verbundene Verkiezelung) ist an die Brüche gebunden, die sich vom Paläogen an des öfteren erneuerten. Die Zermalmung der Zone von den Grenzen der Züge übertritt nicht den Beanspruchungsgrad, der am Kontakt von plastischeren und rigideren Gesteinsmassen infolge horizontaler Kräftewirkungen zustande kommt. Eine Überschiebung grösseren Grades und damit verbundene zermalmte Zonen sind nicht nachzuweisen.

Die Bildungen des zentralen klastischen Komplexes reagierten auf die tektonische Inanspruchnahme mit einer stärkeren Faltung, sie zeigen deutlicher die metamorphisierte Gesteinsstruktur als die mehr kompetenten Schichten der Kalksteinzüge. Diese Tatsache ist aber ganz eindeutig ein Resultat vom lithologischen Aufbau und von den Schichtungsmerkmalen des Komplexes. Ein grösserer Altersunterschied zwischen den drei Zügen ist auch aufgrund der Metamorphose nicht wahrscheinlich.

Nachdem die Identität bzw. die übereinstimmenden Charakterzüge von mehreren Schichtengruppen des N-lichen und des S-lichen Kalksteinzuges erkannt wurden, bezweckten wir in erster Linie die Klärung des Zusammenhanges zwischen den Kalksteinzügen und dem zentralen klastischen Komplex:

– Die Basis des zentralen klastischen Komplexes besteht hauptsächlich aus einem CaCO_3 -freien Sandsteinschiefer, der eine gröbere Korngrösse aufweist. Wenn man sich der Ausbildung, die mit den Kalksteinzügen begrenzt ist, nähert, erkennt man, dass die Einlagerungen des crinoideenführenden Kalksteins immer häufiger werden, der kalkige Aleurolit und der Tonschiefer vorherrschen und der Sandstein untergeordnet wird.

– Auch ein allmählicher Übergang zwischen dem klastischen Komplex und den Kalksteinzügen kann am Kopasz-Berg von Rakacaszend, S-lich davon im S-lichen Teil des Magyarkosár-Berges, im NE-lichen Teil des Templomdomb (Kirchenhügels) von Meszes (an der Grenze des zentralen klastischen Komplexes und des N-lichen Kalksteinzuges) bzw. am vom Garadna-Tal S-lich gelegenen namenlosen Hügel (im S-lichen Gebietsteil) nachgewiesen werden.

– Im Inneren des Gebirges, am Magyarkosár-Berg kann oberhalb des klastischen Komplexes nicht nur das Intrakonglomerat, sondern darüber auch der mit dem dolomitisierten Kalkstein wechsellagernde crinoideenführende dunkelgraue Kalkstein angetroffen werden. Es muss also angenommen werden, dass darüber auch noch die jüngeren Bildungen des Kalksteinkomplexes vorhanden gewesen sein mussten, die aber abgetragen worden waren. Auch die symmetrische Lage der identifizierbaren Kalksteintypen des N-lichen und des S-lichen Kalksteinzuges beweist, dass der klastische Komplex den Kern einer Antiklinale darstellt.

– Die reiche Tabulatenfauna des S-lichen Kalksteinzuges bestätigt eindeutig das mitteldevonische Alter dieser Bildungen. Aufgrund der Crinoideen aus dem dolomitisierten Kalkstein des N-lichen Kalksteinzuges: *Cupressocrinites* sp., *Stylocrinus* (= *Symbathocrinus*) *tabulatus* (MÜLLER) – die übrigen auch aus dem S-lichen Gebiet bekannt sind – vertreten die älteren Kalksteinbildungen des Zuges das Unter-, Mitteldevon.

– Da der unter-mitteldevonische Kalksteinkomplex sich vom zentralen klastischen Komplex mit einer ununterbrochenen Sedimentation entwickelt, können wir dem letzteren ein unterdevonisches Alter zuschreiben.

Die prinzipielle Schichtenreihe des Gebirges wird in Tabelle 2 dargestellt.

DER GEOLOGISCHE AUFBAU DES DEVONISCHEN GRUNDGEBIRGES

(s. Beilagen I–III)

I. Der zentrale klastische Komplex

Der zentrale Teil des Gebirges wird von einem SW–NE-lich streichenden Zug, der vorherrschend aus klastischen Bildungen besteht, aufgebaut. Dieser Zug verengt sich im W-Teil des Gebirges und sackt stufenweise entlang von NNE–SSW-lich streichenden Randbrüchen in W-licher Richtung unter die tertiäre Schichtserie des Rudabányaer Gebirges. Nach E hin, bis zur Ortschaft Rakaca kann der Zug gut verfolgt, E-lich davon, entlang der Chaussee Rakaca–Szászfa noch in einigen kleineren Aufschlüssen beobachtet werden, während die Tiefbohrung Felsőgagy (Fg) Nr. 1 (etwa 6 km E-lich von E-lichen Gebirgsrand) ihn erst in einer Tiefe von 628,0 m (–370,0 m), unterhalb der tertiären Bildungen des E-lichen Cserehátgebirges erreichte. Die Tiefbohrung Alsóvadász (Av.) Nr. 1 im SE-lichen Vorraum des Gebirges traf in einer Tiefe von 1035,0 m (–859,46 m) eine klastischen Komplex vom „Szendrői Typus“ an. Dieser wurde als eine zu dem zentralen klastischen Komplex gehörende Bildung betrachtet. Unserer Meinung nach aber – im Gegensatz zu der obigen Annahme – lässt sich das Gesteinsmaterial dieser Bohrung eher mit den in der Umgebung von Irota–Gadna und Edelény–Sajószentpéter aufgeschlossenen Bildungen der jüngsten Schichtgruppe identifizieren.

Das Liegende des Komplexes ist nicht bekannt. Aufgrund der tektonischen Lagerung und der Zusammensetzung des verhältnismässig sehr schweren grob-mittelkörnigen Sandsteinschiefers scheint der Zug Köves-Berg–Tátra-Berg–Hosszú-Berg–Kecske-Berg am ältesten zu sein. Neben dem vorherrschenden Sandsteinschiefer (quarzitischer monomineralischer Sandsteinschiefer, Quarzit, seltener polymineralischer feinkörniger Sandsteinschiefer) ist die Menge des Aleurolits sowie des phyllitartigen Tonschiefers nur untergeordnet.

Diesem hauptsächlich aus Sandstein bestehenden Zug schliesst sich im N der Zug Sütő-Berg–Tátra-Berg–Csepp-Berg–Rakacaer-Hügel und im S der Zug Köves-Berg–Görög-Felsen–Löger-Felsen an. Diese beiden Züge bestehen hauptsächlich aus Gesteinen von feiner-körnigen klastischen und tonigen Ursprungs.

Die tieferen Glieder dieser Züge sind entweder kalkfrei oder kaum kalkig, nach oben hin werden die Kalksteineinlagerungen immer mehr häufig. Die Kalksteinschichten enthalten viel klastisches Material, die ähnlich den übrigen Gliedern der Schichtreihe (feinkörniger, glimmerführender Sandsteinschiefer, Aleurolitschiefer und seine verkieselten Abarten, phyllitartiger Tonschiefer, selten graphitischer Tonschiefer) zuerst nur 0,5–2 cm dicke Schichten bilden. Nach oben hin nimmt dann die Mächtigkeit der einzelnen Kalksteineinlagerungen – verbunden mit der gleichzeitigen Zunahme der Schichtmächtigkeit – bis 1–6 m zu und es treten in ihnen immer mehr elliptisch deformierte Stiel- und Armgliederquerschnitte von Crinoideen auf.

In der in die Kalksteinzüge hinüberführenden Übergangsschichtgruppe kommen die Gesteine von feinem klastischen und tonigen Ursprungs sowie der dunkelgraue crinoideenführende Kalkstein allmählich ins Gleichgewicht, später wird dann der letztere vorherrschend.

* * *

Im klastischen Komplex sind die reinen Gesteinstypen sehr selten, sodass man in ihrer Beschreibung gewisse Simplifizierungen anwenden müsste, in erster Linie aufgrund der angenommenen genetischen Verhältnisse, wobei die im Laufe der anfänglichen Metamorphose entstandenen mineralogischen und gesteinsstrukturellen Merkmale betont wurden.

In den Gesteinen, die den Komplex aufbauen, können folgende Grundtypen unterschieden werden:

- A) Monomineralische Quarzgesteine
 - a) Ohne Bindematerial (Quarzit und Sandsteinquarzit)
 - b) Mit wenig Bindematerial (Sandstein und Aleurolitschiefer)
- B) An Bindematerial reiche, aus mehreren Komponenten, jedoch vorherrschend aus Quarz bestehende Gesteine (glimmeriger Sandstein und Aleurolitschiefer, kalkiger glimmeriger Sandstein und Aleurolitschiefer)
- C) Gesteine tonigen Ursprungs (Tonschiefer, kalkiger und graphitischer Tonschiefer)
- D) Karbonatische Gesteine (serizithaltiger oder mikrokristalliner Kalkstein mit einem grossen Gehalt von klastischem Material und Kalkschiefer)

II. Kalksteinkomplex

1. Die Übergangsschichtgruppe

Der zentrale klastische Komplex geht unter dem allmählichen Ausbleiben des Sandsteinschiefers und der immer häufiger werdenden Kalksteineinlagerungen sowie der Zunahme des CaCO_3 -Gehaltes sowohl im N-lichen wie auch im S-lichen Gebiet in einen dunkelgrauen crinoideenführenden Kalkstein hinüber, der untergeordnet mit einem feinkörnigen Sandstein und einem kalkigen Tonschiefer abwechselt. Im Hangenden des crinoideenführenden Kalksteins kommt der Sandstein und Tonschiefer noch zurück, dann folgt – vermutlich nach der Diagenese – die abwechselnde Schichtfolge vom dolomitierten Kalkstein und dunkelgrauen crinoideenführenden Kalkstein, worüber die Schichtgruppe mit der Abwechslung vom kalkig-serizithaltigen Tonschiefer, feinkörnigem Sandstein und Aleurolitschiefer abgeschlossen wird.

Im N-lichen Kalksteinzug enthält die Übergangsschichtgruppe zwei, verhältnismässig deutlich verfolgbare Bildungen. Die eine von diesen ist das im tieferen Teil des dolomitierten Kalksteins aufgeschlossene „Intrakonglomerat“, die andere ist ein grün-grünlichgrauer zusammengepresster feinkörniger Sandstein, der unmittelbar unterhalb des Intrakonglomerats lagert.

Die Übergangsschichtgruppe ist zusammen mit dem Intrakonglomerat am Kopasz-Berg von Rakacaszend. im Graben, der den Kopasz-Berg von E begrenzt (Abb. 4), im S-Teil des Magyarkosár-Berges sowie in kleinem, aufgelassenem Steinbruch, der etwa 1 km NE-lich von der Ortschaft Meszes liegt, aufgeschlossen. Am Templomdomb (Kirchenhügel) von Meszes (Abb. 5 und 6) fehlt das Intrakonglomerat, der grüne Sandstein ist aber anzutreffen. Am Szőlő-Berg von Rakacaszend sowie beim Zusammenfliessen des Barakony- und des Rakaca-Baches kann im Liegenden des dolomitierten Kalksteins sowohl das Intrakonglomerat als auch der grüne Sandstein beobachtet werden.

Im Gebiet des Gebirges zeigen der crinoideenführende dunkelgraue Kalkstein und der dolomitierte Kalkstein in der Übergangsschichtgruppe eine Asymmetrie in ihrer Ausbildung. Im mittleren und E-lichen Teil des N-lichen Kalksteinzuges ist (in den oben angeführten Aufschlüssen sowie in der Teufe zwischen 246,0 und 292,0 m der Tiefbohrung Rakacaszend Nr. 3) der dolomitische Kalkstein sowie der kalkige Dolomit im Übergewicht, der schwarze, dünngeschichtete crinoideenführende Kalkstein bildet nur dünne Einlagerungen. Beide Gesteinstypen sind in verschiedenem Masse verkiegelt. In der Umgebung von Meszes sowie W-lich davon, zwischen dem Kis-Somos-Berg und dem Boroszló-Berg, im S-lichen Teil des Nagy-Somos-Berges und im S-lichen Gebiet zwischen dem Gordonyos-Felsen und dem Garadna-Tal herrscht der dünngeschichtete crinoideenführende Kalkstein vor, der dolomitierte Kalkstein spielt nur eine untergeordnete Rolle und daneben kommt den Ton- und Kalkschiefer-Einlagerungen eine grössere Bedeutung zu.

Der durch Ausgrabung aufgeschlossene Teil der Übergangsschichtgruppe wird in Abb. 7 gezeigt. Die Abbildung hebt die Lage des Intrakonglomerats vor. Diese Bildung, die sowohl mit dem Liegenden wie auch mit dem Hangenden konkordant gelagert ist, enthält die zusammengepressten Schotterstücke eines schwarzen mikrokristallinen Kalksteins und eines kalkigen Tonschiefers. Sie können im einbettenden kalkigen, tonigen Aleurolitschiefer (nach oben hin im kaum kristallisierten, stark klastischen Kalkstein) manchmal mit schärferen Konturen, in den meisten Fällen aber nur als undeutliche Flecke erkannt werden (Tafel II, Fig. 3 und 4). Das Intrakonglomerat baut sich aus dem im kaum konsolidierten Ablagerungszustand sich durchbewegten Material des unmittelbaren Hangenden auf. Demnach besteht keine Ursache für die Annahme, dass es ein Transgressionskonglomerat darstellt. Offenbar handelt es sich einfach um eine schwache Hebung der Sedimentationsfläche, der dann eine Auflockerung, Durchbewegung und Wiederablagerung folgte.

Da die Bildungen klastischen und tonigen Ursprungs der Übergangsschichtgruppe in ihrer mineralogischen Zusammensetzung und petrographischen Eigenschaften mit den entsprechenden

Bildungen des zentralen klastischen Komplexes weitgehend übereinstimmen, werden sie hier nicht behandelt. Eine Ausnahme bildet nur der erwähnte grüne Sandstein, der eine gute Leitschicht darstellt. Die karbonatischen Gesteine erhalten erst in der Übergangsschichtgruppe eine bedeutende Rolle und, obwohl sie sich mit Ausnahme des dolomitierten Kalksteins von den Kalkstein-Einlagerungen des höheren Abschnittes vom klastischen Komplex nicht in einem bedeutenderen Masse unterscheiden, werden ihre Typen hier vom Liegenden bis zum Hangenden folgenderweise bekannt gemacht:

- A) Schwarzer oder dunkelgrauer, blättriger oder dünngeschichteter crinoideenführender Kalkstein; Kalksteinschiefer mit den Mikroschichten von Aleurolit und feinkörnigem Sandsteinschiefer (Dünnschliffbild: Tafel II, Fig. 5 und Taf. III, Fig. 1).
- B) Dunkelgrauer, gut geschichteter crinoideenführender Kalkstein ohne klastische und tonige Einlagerungen (Taf. III, Fig. 2–3).
- C) Dunkelgraues, blättriges, dünngeschichtetes, kalkiges Intrakonglomerat.
- D) Crinoideenführender Kalkstein und Dolomit
 - 1. Dolomitiertes Kalkstein, kalkiger Dolomit (seine Crinoideen-Reste sind auf Taf. III, Fig. 5 und 6 dargestellt)
 - 2. Dunkelgrauer, blättriger (dünngeschichteter) crinoideenführender Kalkstein (Taf. III, Fig. 4).

2. Rakacaer Marmorschichtgruppe

Die ältesten Glieder der die Übergangsschichtgruppe überlagernden Rakacaer Marmorschichtgruppe sind sowohl im N-lichen wie auch im S-lichen Kalksteinzug des Gebirges vorzufinden. Diese werden aber dann von den Bildungen zweier in ihren lithologischen Merkmalen abweichenden Fazies überlagert. Die eine von diesen ist das S-liche Ausbildungsgebiet – und dazu muss aufgrund der lithologischen Übereinstimmung auch der Vár-Berg von Szendrő gerechnet werden –, die andere ist das N-liche, zu dem noch aufgrund der grossen Ähnlichkeit der Ausbildung das Mészégető-Tal und der Gordonyos-Felsen gerechnet werden muss. Die jüngeren Bildungen sind in den beiden Gebieten wieder identisch.

Die Bildungen der Rakacaer Marmorschichtgruppe sind von der älteren zur jüngeren hin wie folgt:

- A) Älteste Schichtglieder
 - a) Gelber serizithaltiger Kalkstein und Kalkschiefer
 - b) Heller Rakacaer Marmor
- B) Lithologische Einheiten des südlichen Kalksteingebietes und des Vár-Berges von Szendrő
 - c) Kalkstein mit Serizitlinsen
 - d) Tuffiger (?) kristalliner Kalkstein
 - e) Dickgeschichteter, gelber kristalliner Kalkstein
 - f) Hellgelber und grauer blättriger Kalkstein
 - g) Dunkelgrauer-schwarzer blättriger Kalkstein sowie kalkiger (stellenweise graphitischer Tonschiefer, Aleurolit- und Sandsteinschiefer).
- C) Lithologische Einheiten des nördlichen Kalksteingebietes sowie des Gordonyos-Felsens und des Mészégető-Tales
 - h) Abwechslung von serizithaltigem Kalkstein und Rakacaer Marmor
 - i) Ton-, Aleurolit-, Sandsteinschiefer und blättriger Kalkstein
 - j) Dunkelgrauer, blättriger und gestreifter Kalkstein
- D) Jüngstes Schichtglied
 - k) Grauer, dickgeschichteter, crinoideenführender Kalkstein und dunkler Rakacaer Marmor

A) Älteste Schichtglieder

a) Gelber serizithaltiger Kalkstein und Kalkschiefer. Im N-lichen Teil des Gebirges vom Rakacaszender Szőlő-Berg bis Rakaca, in mehreren Aufschlüssen an beiden Seiten der Chaussee werden die Endglieder der Übergangsschichtgruppe, der kalkige Sandstein – Aleurolit und der Tonschiefer abwechselnd von einem gelben, dünngeschichteten, serizithaltigen (mit Serizitstreifen) Kalkstein und einem Kalkschiefer, höchstens in einer Mächtigkeit von 5–8 m überlagert. Im NW-lichen Teil des Gebirges ist diese Bildung nicht aufgeschlossen, auch im S-lichen Kalksteinzug ist sie nur zwischen dem Garadna-Tal und dem Gordonyos-Felsen, in einer tektonisch gestörten Lage bekannt.

b) Heller Rakacaer Marmor. Der serizithaltige Kalkstein geht allmählich, mit wiederholten Abwechslungen in den hellgrauen Rakacaer Marmor, der gelbe Flecke und Streifen aufweist, über. Dieser Übergang der Schichtreihe kann etwa 300 m S-lich vom aufgelassenen Stein-

bruch von Rakacaszend entlang der Chaussee, im SW-lichen Teil des Kopasz-Berges von Rakacaszend, in den sog. Steingruben sowie im aufgelassenen kleinen Steinbruch beobachtet werden. Diese abwechselnde Ausbildung ist im S-lichen Gebiet nicht aufgeschlossen. Der dickgeschichtete, mitunter bankige, grobkörnige Rakacaer Marmor ist eine der am besten aufgeschlossenen Bildungen des Gebirges. Er kann im N-lichen Teil des Gebirges von E nach W hin von Rakaca über Rakacaszend und Meszes bis zum Vár-Berg von Szendrő nachgewiesen werden. (In Abb. 8 ist das Bild des neuen Steinbruches von Rakacaszend zu sehen.)

Im S-lichen Teil des Gebirges ist der Rakacaer Marmor im Garadna-Tal, E-lich von Abod in zwei Steinbrüchen gut, im NW-lichen Teil des Gordonyos-Felsens weniger gut, in einer tektonisch gestörten Lage, begrenzt vom crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein aufgeschlossen.

Im W-lichen Teil des N-lichen Zuges, im grossen E-lichen Steinbruch des Vár-Berges von Szendrő (Abb. 9) sowie W-lich von Abod im Garadna-Tal (Abb. 10) wird der helle Rakacaer Marmor konkordant von einem *Kalkstein mit Serizit-Streifen und -Linsen* überlagert. Hingegen wechseln im N-lichen und NW-lichen Teil des Gebirges der Marmor und ein heller serizithaltiger Kalkstein ab und gehen dann in einen *dunkelgrauen, verschwommen gestreiften Kalkstein* über.

B) Lithologische Einheiten des südlichen Kalksteingebietes und des Vár-Berges von Szendrő

c) *Kalkstein mit Serizitlinsen*. Auf den ersten Blick erscheint dieser hellgrau-weisslichgraue Kalkstein als dickgeschichtet, jedoch zerfällt er schon auf einen leichten Schlag in 1–2 cm dicke Schichten, die einen seidigen Glanz zeigen und einen hohen Serizitgehalt aufweisen, weil die aus grobkristallinen Kalzit bestehenden weissen, ausgewälzten 2–3 cm langen Kalksteinlinsen in einen an Serizit reichen Schiefer eingebettet gelegen haben. Das Gestein wird eigentlich von abwechselnden Linsen aufgebaut, die aus einem höchstens 2–5 mm dicken grobkristallinen Kalzit, der von Serizit- (Muskowit-) bzw. Serizit- und Chlorit-Schieferstreifen umgeben wird, bestehen (Taf. V, Fig. 1–2).

d) *Tuffiger (?) kristalliner Kalkstein*. Die höheren Schichten des Kalksteins mit Serizitlinsen wechseln sowohl am Vár-Berg von Szendrő wie auch in der Umgebung von Abod mit dünnen muskowit-chlorithaltigen Kalksteinschichten ab (Abb. 11). Diese weichen durch ihre gelblichgrüne – grüne, manchmal rosa oder gelbe Farbe von den Liegendschichten stark ab. Sowohl aufgrund ihres Erscheinens als auch auf dem der Materialuntersuchung kann es angenommen werden, dass sie auch ein verhältnismässig wenig tuffiges Material enthalten haben. Diese dünnen glimmerigen Schichten von verschiedenen Farben sind auch in dem dem Liegendkalkstein mit Serizitlinsen nahe gelegenen Teil des gelben, dickgeschichteten Kalksteins, der den Kalkstein mit Serizitlinsen überlagert, anzutreffen.

In der Umgebung von Abod kommen in diesem Teil der Schichtreihe der chlorit-muskowithaltige Schiefer und die kleinen, ausgewälzten Kalksteinlinsen ungefähr ins Gleichgewicht.

Die röntgenologische Untersuchung der tuffigen (?) Schichten, die im E-lichen Teil des Garadna-Tales aufgeschlossen sind, hat Muskowit, Chlorit, Kalifeldspat, Quarz, Hämatit und Kaolinit nachgewiesen. Bis auf den Quarz und Kaolinit sind diese Bestandteile autigene, epigenetische bzw. epimetamorphe Bildungen. Eigentlich sollte auch der Kaolinit noch zu diesen gerechnet werden, da auch er nach den literarischen Angaben unter den Verhältnissen einer Metamorphose stabil sein kann. In unserem Fall ist es aber wahrscheinlich, dass er das Produkt einer retrograden Umwandlung ist. Auch die tiefer gelegenen Schichten des Kalksteins mit Serizitlinsen sowie die höher gelegenen Schichten des gelben Kalksteins enthalten die oben angeführten Minerale, der Unterschied ist in erster Linie quantitativ, in den tuffigen (?) Schichten gibt es mehr Glimmer, hauptsächlich Chlorit. Der Kalifeldspat dürfte seinen K^+ -Gehalt aus einer grösseren Menge von Biotit, aber auch aus Tonmineralien erhalten haben. Jedenfalls musste im Gestein ein beträchtlicher Überschuss von K^+ vorhanden gewesen sein, um ausser Muskowit auch Kalifeldspat bilden zu können. Aufgrund des idiomorphen Quarzes, der Einsperrlingringe aufweist und einen vulkanogenen Charakter besitzt, des Chlorits von grosser Menge, der vielen an K^+ -reichen Minerale des Gesteins, aufgrund der Struktur und der Farbe des Gesteins, die von der der Umgebung ganz und gar abweicht, muss eine vulkanische Einwirkung auch dann angenommen werden, wenn der Charakter und die Menge der vulkanischen Materialanteile infolge der Metamorphose heute nicht mehr rekonstruiert werden kann.

e) *Dickgeschichteter, gelber kristalliner Kalkstein*. Der dichte, grobkristalline, meistens gelbe, seltener weisse oder rosa Kalkstein, der sich aus dem Serizitlinsen enthaltenden bzw. tuffigen (?) Kalkstein entwickelt, ist eine der am besten aufgeschlossenen Bildungen des S-lichen Kalksteinzuges. Ausser den bereits erwähnten, auch den Übergang aufgeschlossenen Steinbrüchen von Szendrő und Abod ist er im E-lichen Teil des Tales, das den Irnak-Berg von Szendrő-lád von S abgrenzt, im Marmorbruch des Kecskés-Berges, an der N-Seite des Hügels, der SE-lich vom Kecskés-Berg gelegen ist, im Steinbruch des Bük-Berges (Abb. 12 und 13), im Kakasköer

Steinbruch an der W-Seite des Bódva und N-lich von hier dem Mészégető-Tal hin in einigen kleineren Aufschlüssen anzutreffen. Sowohl am Bük-Berg wie auch am Kakaskő ist das Gestein tektonisch stark in Anspruch genommen worden, Quetschungszonen von 2–3 m Mächtigkeit sind häufig in ihm. Entlang dieser Zonen ist das zerbrochene Gestein stark ankeritisiert und limonitisiert. Am Kakaskő ist auch der rötlichbraune-lilarötliche zersetzte Kalksteintypus häufig anzutreffen, worüber die bankige, manchmal aber ungeschichtete Abart des gelben Kalksteins lagert.

Am Bük-Berg wurden im Laufe der Erkundung des kristallinen Kalksteins entlang eines NW–SE-lich verlaufenden Profils drei Bohrungen abgeteuft. Die Bohrung Szendrőlád Nr. 1, die im NW-lichen Teil des Berges (im Steinbruch) abgeteuft wurde, schloss zwischen 0,5 und 100 m mit zwei stark brekziösen, limonitisierten Verwerfungszonen die Abwechslung vom gelben dickgeschichteten Kalkstein und vom gelb-grauen blätterigen Kalkstein (s. weiter unten) auf.

Von den geologischen Grundbohrungen durchquerte die 1967 abgeteuft Grundbohrung Lak (L.) Nr. 1 nach dem Erreichen des Grundgebirges in 547,1–578,0 m Tiefe einen gelben, bräunlichgelben, stark limonitisierten, sideritisierten Kalkstein und blieb darin stehen. Die perspektivische Erkundungsbohrung auf Kohle Damak (D.) Nr. 1 (1957) erreichte die Bildungen des Grundgebirges in einer Tiefe von 412,10 m. Von hier bis 437,10 m wurde ein weisser-hellgrauer Kalkstein angetroffen, der in seinem höheren Teil Serizitschiefer-Einlagerungen enthalten hat. Infolge der nachträglich erfolgten starken Dolomitisierung ist eine Identifizierung dieser Schichtreihe mit den Bildungen der Oberfläche unsicher, es ist jedoch anzunehmen, dass die Bohrung diese Bildungsgruppe aufgeschlossen hat.

Zwischen die Schichten des gelben Kalksteins lagert in einer Gesamtmächtigkeit von 4–5 m am Kecskés-Berg ein sehr reiner schneeweisser Marmor, der aus 1–4 mm grossen Kalzitkristallen besteht und eher als dünngeschichtet bezeichnet werden kann (Abb. 14). Er ist eine Bildung biogenen Charakters mit sehr vielen organogenen Trümmermaterial und mit Faunaelementen von guter Erhaltung. Am häufigsten sind unter diesen die elliptisch deformierten Stiel- und Armglieder-Querschnitte von *Crinoideen*, ausser denen kommen darin auch *Tabulaten*-Reste vor.

f) Hellgelber und grauer blätteriger Kalkstein. Der gelbe dickgeschichtete Kalkstein wird im Steinbruch am Kecskés-Berg, in den Ausbissen, die N-lich vom Kakaskő gelegen sind sowie an der N-Seite des SE-lich vom Kecskés-Berg gelegenen Hügels von einem 10–15 m mächtigen, gelben blätterigen Kalkstein abgelöst, der weiter nach oben hin mit einem hellgrauen Kalkstein wechsellagert.

Am Bük-Berg hat ausser der Bohrung Szl. Nr. 1 auch die am SE-lichen Teil des Berges ange-setzte Bohrung Szl. Nr. 3/a zwischen 10,70 und 50,0 m die abwechselnde Schichtreihe vom gelben und grauen blätterigen Kalkstein und vom dunkelgrauen Kalkstein (s. weiter oben) durchquert.

Im SW-lichen Vorraum des Gebirges, in der Umgebung von Edelény, ist ein bedeutender Teil der Erkundungsbohrungen der helvetischen Braunkohle, die das Grundgebirge erreichten, im hellgelben und grauen Kalkstein oder im darüber lagernden dunkelgrauen Kalkstein oder aber – seltener – im Tonschiefer stehen geblieben.

g) Dunkelgrauer-schwarzer blätteriger Kalkstein sowie kalkiger (stellenweise graphitischer) Tonschiefer, Aleurolit- und Sandsteinschiefer. Das unter f) behandelte Schichtglied geht zuerst in einen 15–20 m mächtigen dunkelgrauen, blätterigen Kalkstein hinüber, wonach eine Abwechslung dieses Kalksteins mit serizitischen Schiefern folgt. Zum Schluss kommen die Ton-, Aleurolit- und Sandsteinschiefer zum Vorherrschen.

Der dunkelgraue blätterige Kalkstein wurde ausser der Bohrung Szl. 3/a auch durch die Bohrung Szl. Nr. 2 aufgeschlossen. Diese Bohrung durchquerte zwischen 9,40 und 30,60 m, wahrscheinlich in einer Verwerfungszone, einen grauen Sandstein mit einem kalkigen Bindematerial und in der Tiefe von 30,60–50,30 m einen mal helleren, mal dunkleren grauen kalkigen Tonschiefer und einen dunkelgrauen blätterigen Kalkstein. Diese klastische Schichtserie ist am Bük-Berg zwar nicht aufgeschlossen, aber die aus der Bohrung Szl. Nr. 2 bekannten tonigen-klastischen Schichten bilden zusammen mit dem dunkelgrauen blätterigen Kalkstein und dem graphitischen Tonschiefer (Abb. 15) über dem gelben geschichteten und blätterigen Kalkstein etwa 300 m N-lich vom Steinbruch am Kakaskő den N-lichen Flügel eines sanften kleinen Domes.

C) Lithologische Einheiten des nördlichen Kalksteingebietes sowie des Gordonyos-Felsens und des Mészégető-Tales

Der Rakacaer Marmor ist im N-lichen Ausbildungsgebiet entschieden mächtiger entwickelt als im S-lichen Gebiet. Infolge dessen sind die dem tuffigen Kalkstein des S-lichen Gebietes ähnlichen Schichten im mittleren Teil der hellen Rakacaer Marmorschichtgruppe zu beobachten. Die Bildungen, die im N-lichen Gebiet den hellen Rakacaer Marmor überlagern, sind abwechslungsreicher entwickelt und schwerer zu verfolgen als im S-lichen Gebiet.

h) Abwechslung von serizithaltigem Kalkstein und Rakacaer Marmor. Die oberste Schichtreihe des hellen Rakacaer Marmors, der mit dem serizithaltigen Kalkstein wechsellagert, wurde in den Einschnitten der Chaussee von Rakacaszend aufgeschlossen. Diese Bildungen sind S-lich von Rakacaszend im NW—SE-lichen Abschnitt der Chaussee zu sehen. Die Erkundungsbohrung auf Dekorationsstein durchquerte zwischen 21,0 und 40,50 m die abwechselnden Schichten vom serizithaltigen Kalkstein und hellen Rakacaer Marmor.

i) Ton-, Aleurolit-, Sandsteinschiefer und blätteriger Kalkstein. Die unter h) behandelten Bildungen werden von einem immer dunkler werdenden Kalkstein mit abnehmender Mächtigkeit und mit verschwommenen Streifen überlagert, der unter allmählichem Ausbleiben der Kalksteinschichten in einen Kalkschiefer und in die Abwechslung von kalkigem Ton-, Aleurolit- und feinkörnigem Sandsteinschiefer hinübergeht. Diese vollständige Schichtreihe ist nur in einem Aufschluss, und zwar S-lich des alten Steinbruchs von Rakacaszend im N—S-lichen Abschnitt der Chaussee (Abb. 16) zu sehen. Die Erkundungsbohrung auf Dekorationsstein Rakacaszend Nr. 3 hat oberhalb der Bildungsgruppe h) zwischen 3,0 und 7,5 m einen dunkelgrauen undeutlich gestreiften Kalkstein und in der Teufe 7,5—21,0 m einen dunkelgrauen sehr schwach gelbgestreiften grobkristallinen Kalkstein durchquert.

Die Dekorationsstein-Erkundungsbohrung Rakacaszend Nr. 2 hat unter dem roten Ton mit Tonschiefertrümmer in 11,0—50,0 m einen gelblichbraunen, ausgelaugten, in seinem tieferen Abschnitt dunkelgrauen, stellenweise schwach graphitischen feinsandigen Sandstein- und Aleurolitschiefereinlagerungen enthaltenden kalkigen Tonschiefer aufgeschlossen. Diese Bohrung wurde in der Zone vom Tonschiefer und feinen Trümmer, die im N-lichen Teil des Gebirges von Rakaca bis Meszes klar verfolgt werden kann, angesetzt. Die W-liche Fortsetzung der Schieferzone ist nicht mehr in einer solchen Masse zusammenhängend. Sie ist NE-lich von Meszes, etwa 100 m SE-lich vom Steinbruch des Kis-Somos-Berges und von hier an gegen Szendrő nur noch in einigen kleineren Aufschlüssen in einer Lage zwischen dem hellen und dem dunklen Rakacaer Marmor anzutreffen.

j) Dunkelgrauer, blätteriger und gestreifter Kalkstein. Im oberen Teil der Schieferschichten von der vorherigen Bildungsgruppe sind die Zwischenlagerungen vom dunkelgrauen blätterigen Kalkstein, manchmal kann aber zurückkehrend auch ein gelbgestreifter, dünngeschichteter grauer Kalkstein beobachtet werden.

Die Dekorationsstein-Erkundungsbohrung Rakacaszend Nr. 5 durchquerte in der Teufe von 17,5—48,5 m diesen Kalksteintypus und ausserdem noch die dünner geschichteten Abarten des dunkelgrauen, feinkristallinen Kalksteins und des hellen Rakacaer Marmors.

D) Das jüngste Schichtglied

k) Grauer, dickgeschichteter crinoideenführender Kalkstein und dunkler Rakacaer Marmor. Diese beiden Kalksteintypen sind sowohl im N-lichen wie auch im S-lichen Gebiet anzutreffen. Im S-lichen Gebiet ist der graue crinoideenführende Kalkstein häufiger, während im N-lichen Teil der dunkle Rakacaer Marmor vorherrscht.

Der *graue, crinoideenführende Kalkstein* ist in erster Linie im W-lichen Teil des Gebirges — am Gordonyos-Felsen (Abb. 17) und im Mészégető-Tal — aufgeschlossen, jedoch kann er auch im N-lichen Kalksteinzug, im Steinbruch am Kis-Somos-Berg angetroffen werden. Im E-lichen Teil des Gebirges im E-lichen Steinbruch der Steinbruch-Reihe, die W-lich von Irota vorhanden ist, überlagert er einen phyllitartigen Ton- und Aleurolitschiefer, während über ihn ein in einen graphitischen Tonschiefer eingeschlossener crinoideen- und tabulatenführender Kalkstein vorkommt.

Der *dunkle Rakacaer Marmor* — der sich vom vorher erwähnten Typus nur darin unterscheidet, dass er etwas gröber kristalliner ist und eine Streifung von einigen mm bis 2 cm aufweist — ist hauptsächlich im N-lichen Teil des Gebirges häufig. Anzutreffen ist er aber auch im Mészégető-Tal, wo er, zusammen mit dem grauen crinoideenführenden Kalkstein das Liegende vom crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein bildet (Abb. 18).

Die Erkundungsbohrung auf Dekorationsstein Rakacaszend Nr. 5 durchquerte zwischen 13,5 und 17,5 m einen dunkelgrauen, dickgeschichteten grobkristallinen Kalkstein. Die Bohrung Rakacaszend Nr. 4 bohrte bis zur Sohle den mit dem dunkelgrauen crinoideenführenden Kalkstein wechsellagernden Rakacaer Marmor durch.

3. Die Schichtgruppe des crinoideen-tabulaten führenden Kalksteins

Diese Schichtgruppe weist im S-lichen Kalksteinzug eine grössere Verbreitung auf, während sie im N-lichen Teil nur aus einigen Aufschlüssen sowie aus den im Vorraum des Gebirges abgeteuften Bohrungen bekannt ist. Die Identifizierung der Vorkommen im N-lichen und S-lichen Gebirgstheil

erfolgte aufgrund des Lagerungstypus und der vollkommenen lithologischen Übereinstimmung, da uns bis jetzt aus dem N-lichen Teil keine Korallen bekannt sind.

Im N-lichen Kalksteinzug befindet sich der beste Aufschluss vom älteren Teil dieser Schichtgruppe im Steinbruch am Kis-Somos-Berg, wo eine Wechsellagerung des dunkelgrauen, kristallinen crinoideenführenden Kalksteins und des dünn geschichteten dunkelgrauen Kalksteins und danach das Vorherrschen des letzteren beobachtet werden kann. Eine ähnliche Ausbildung wurde am N-lichen Teil des Nagy-Somos-Berges im Hangenden des alten Steinbruches von Rakacaszend sowie im grossen Rakacaer Steinbruch festgestellt.

Von den Dekorationsstein-Erkundungsbohrungen schlossen die von der Ortschaft Meszes 1,3 km bzw. 1,5 km NNE-lich entfernt liegenden Meszes Nr. 1 und Meszes Nr. 2 die Abwechslung des dunkelgrauen Rakacaer Marmors und des schwarzen, crinoideenführenden dünn geschichteten Kalksteins auf. Die für die Erforschung der tektonischen Verhältnisse im N-lichen Vorraum des Gebirges abgeteufte Bohrung Nr. 4/2 (Tb. Nr. 2) hat diese mit serizithaltigem Kalkschiefer und Tonschiefer wechsellagernde Serie dieses dünn geschichteten, mikrokristallinen Kalksteins in der Teufe 221,40 – 400,40 m durchquert, und zwar wahrscheinlich fast in der ganzen Mächtigkeit hindurch. Die Tiefbohrung Szendrő Nr. 20 (etwa 2 km W-lich vom Kis-Somos-Berg im NW-lichen Vorraum des Gebirges) durchquerte zwischen 92,0 m und 134,70 m eine Schichtreihe, die identisch mit der in der Tiefbohrung Rsz. 4/2 ist; zwischen 134,70 m und 204,0 m wurden die aus dem N-lichen Zug bekannten hellen und dunklen Rakacaer Marmor eingelagerten Kalkschiefer- und graphitischen-serizitischen Tonschieferschichten und darunter ein hellgrauer, grobkristalliner Kalkstein angetroffen. (Die wirkliche Mächtigkeit der Kalkschiefer-Tonschieferschichten dürfte aufgrund der Fallwinkelwerte von 40° – 50° etwa die Hälfte der in der Bohrung durchquerten Dicke erreichen.)

Der zentrale Teil des S-lichen Kalksteinzuges wird von einer Schichtreihe aufgebaut, die aus dem crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein-Kalkschiefer, dem kalkigen (manchmal graphitischen) Tonschiefer, untergeordnet dem Aleurolit und dem feinkörnigen Sandsteinschiefer besteht (Abb. 19).

Am Gordonyos-Felsen sowie im NW-lichen Teil des Szőlő-Berges von Abod können die Schichten des dunkelgrauen Kalksteins, der sich in einer tieferen Lage befindet, dicker geschichtet ist und nur wenig klastische Zwischenlagerungen enthält, beobachtet werden. Im W-lichen Teil des Mészégető-Tales setzt sich die fast ausschliesslich aus Kalkstein bestehende Schichtreihe des Gordonyos-Felsens fort. Hier kann festgestellt werden, wie sie sich allmählich aus dem gröber körnigen kristallinen crinoideenführenden Kalkstein (Abb. 20) entwickelt und wie sie nur einige Kalkschiefer-zwischenlagerungen enthält (Abb. 21).

Im N-lichen und im S-lichen Teil des Irnak-Berges herrscht noch der Kalkstein vor, für den mittleren Teil ist aber schon das Gleichgewicht vom dünn geschichteten – blätterigen Kalkstein und kalkigen Ton-Aleurit und vom feinkörnigen Sandsteinschiefer charakteristisch. Diese Schichtserie ist auch in der E-lichen Fortsetzung des Berges, am Nagy-Kőbánya-Berg aufgeschlossen. Die Bildungen, die im Mészégető-Tal aufgeschlossen sind – abgesehen vom W-lichen Teil des Tales – lassen sich mit der Schichtreihe des Irnak-Berges identifizieren. Der mittlere Teil des Tales wird durch eine Schichtreihe mit der Dominanz von Kalkstein, der E-liche Teil durch das Gleichgewicht des Kalksteins und tonig-klastischer Bildungen, manchmal aber durch das Übergewicht der letzteren charakterisiert (Abb. 22 und 23).

Die Bildungen dieser Schichtserie können auch im E-lichen Teil des Gebirges, in der Umgebung von Irota nachgewiesen werden. Von den Steinbrüchen, die sich W-lich von der Ortschaft befinden, schliesst derjenige, der im SE gelegen ist, einen graphitischen und in seinem Hangenden einen dickbankigen crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein (Abb. 24) auf. Derselbe Kalkstein – aber ohne Korallen – ist auch im N-lichen Teil des Templom-Hügels von Irota (Abb. 25) anzutreffen. (Diese Bildungen dürften wohl mit der Schichtreihe vom Gordonyos-Felsen identifiziert werden.)

Am Templom-Hügel von Irota sowie in den W-lich der Ortschaft vorhandenen Steinbrüchen ist die Ausbildung einer höheren Lage der Schichtserie (abwechselnd der bräunlichgelbe serizitische Kalkstein, der graue-gräulichbraune Kalkstein und eine Schichtfolge von hellbraunen bräunlich-grauen feinklastischem Material) zu sehen, die mit den Schichten des Irnak-Berges verglichen werden können (Abb. 26, 27 und 28).*

Aufgrund der Korngrösse und der mineralischen Zusammensetzung lassen sich folgende Bildungen unterscheiden (jedoch selten als reine Typen):

1. Mikrokristalliner und fein-, manchmal mittelkörniger Kalkstein (ohne Zwischenlagerungen vom Kalkschiefer), mit einer abwechselnden Menge von Ton- und klastischem Gehalt (Taf. VII, Fig. 3).

* Aufgrund der Bestimmungen von S. MIHÁLY (1976) sind aus der Umgebung der Ortschaft Szendrő und Irota folgende Tabulaten bekannt: *Chaetetes magnus* LECOMPTE, *Heliolites porosus* (GOLDFUSS), *Favosites goldfussi* D'ORBIGNY, *F. goldfussi goldfussi* (D'ORBIGNY), *F. goldfussi eifeliensis* (PENCKE), *F. robustus* LECOMPTE, *F. anti-pertusus* LECOMPTE, *Pachyfavosites polymorphus* (GOLDFUSS), *Thamnopora reticulata* (BLAINVILLE), *Th. cf. micropora* LECOMPTE, *Gracilopora cf. acuta* ČUDINOVA, *Alveolites fornicatus* SCHLÜTER, *A. minutus* LECOMPTE, *A. taenioformis* SCHLÜTER, *Springopora eifeliensis* SCHLÜTER, *S. crispata* SCHLÜTER.

2. Mikrokristalliner und feinkörniger Kalkstein, mitunter von einem höheren Serizitgehalt, mit 1–2 mm dicken Einlagerungen von Kalkschiefer, serizitischen Kalkschiefer und kalkigen Tonschiefer, mit einem abwechselnden Gehalt von Ton und klastischem Material (Taf. VII, Fig. 4).
3. Kalkschiefer mit Linsen, die aus einigen mm grossen mikrokristallinischem Kalzit bestehen (Taf. VII, Fig. 5).
4. Kalkschiefer, mit 1–4 mm dicken Schichten von kalkigem Aleurolitschiefer und feinkörnigem Sandsteinschiefer (Taf. VII, Fig. 6).
5. Kalkiger Tonschiefer und kalkiger, graphitischer Tonschiefer.
6. Kalkiger, manchmal kaum kalkiger Aleurolitschiefer mit 2–3 mm dicken Schichten von Tonschiefer und feinkörnigem Sandsteinschiefer (Taf. VIII, Fig. 1).
7. Kalkiger, mitunter kaum kalkiger, feinkörniger Sandsteinschiefer mit Aleurolitschiefer- und Tonschiefer-Schichten (Tafel VIII, Fig. 2).

4. Obere klastische Schichtgruppe

Im E-lichen Teil des Gebirges, in Irota (Abb. 29), SE-lich davon zwischen Irota und Gadna, im N-lichen Teil der Ortschaft Gadna, im Nagy-Tal von Gadna sowie im den Cigány-Berg vom E her abgrenzenden N–S-lich verlaufenden Tal kann eine Schichtserie beobachtet werden, die aus der Abwechslung von graphitischem Tonschiefer, graphitisch-serizitischem kalkigem Sandsteinschiefer und schwarz- oder grau-gestreiftem Kieselschiefer besteht. Der tiefere Abschnitt dieser Schichtreihe ist stark kalkhaltig, er enthält sogar oft auch Kalksteineinlagerungen. Nach oben hin nimmt der Kalkgehalt ab, obwohl karbonatische Rückschläge auch hier noch häufig sind. S-lich von Irota, zwischen Irota und Szakácsi ist der lilarote-rötlichbraune eisen- und manganhaltige Sandstein und Tonschiefer sowie auch der eisen- und manganhaltige Kieselschiefer häufig. Diese Schichten erlitten, besonders in der Umgebung von Irota, zusammen mit den Kalksteinen auch hydrothermale Zersetzung und Umwandlung. Diese Zersetzung betonte die Umwandlung von epimetamorphem Typus noch deutlicher (Abb. 30).

Die geologische Grundbohrung Alsóvadász (Av.) Nr. 1 durchquerte in der Tiefe von 1034,60–1219,60 m wahrscheinlich den oberen, weniger kalkigen, ja sogar oft kalkfreien Abschnitt dieser Schichtserie.

Die Tiefbohrung Szendrő Nr. 21, die etwa 2,5 km W-lich vom Kis-Somos-Berg angesetzt wurde, schloss zwischen 42,50 und 299,90 m ebenso wie auch die Tiefbohrung Tornabarakony Nr. 1 (im N-lichen Vorraum des Gebirges) etwa 3 km NW-lich von Rakacaszend in der Teufe 371,10–579,40 m eine feinklastische–tonige Schichtreihe von veränderlichem Kalkgehalt auf. In der Tiefbohrung Szendrő Nr. 21 herrscht der Tonschiefer (stellenweise der graphitische Tonschiefer) mit einem veränderlichen Kalkgehalt, oben oft mit Sandstein- und Sandsteinschieferschichten vor; in der Mitte trifft man Kalkschiefer mit serizithaltigem Kalkschiefer, zwischen 226,50 m und 230,20 m mit Einlagerungen vom hellgrauen feinsandigen Aleurolit und geschichteten Kalkstein an. Darunter lagert wieder der Aleurolitschiefer mit einem veränderlichen Kalkgehalt sowie der feinkörnige Sandsteinschiefer. Im oberen Abschnitt der von der Bohrung Tornabarakony Nr. 1 durchquerten Schichtserie sind Tonschiefer (manchmal graphitischer Tonschiefer), Sandstein, Quarzit ungefähr im Gleichgewicht. Der Sohle hin wird die Schichtserie reicher an Kalk, die Mergelschiefer- und Kalkschieferschichten enthalten in 547,0–547,80 m Tiefe auch tonige Kalksteineinlagerungen.

Die Schichtreihe dieser beiden Bohrungen ist fast gänzlich identisch mit der kalkigen, tonigen, feinklastischen Schichtreihe der Aufschlüsse in der Umgebung von Irota bzw. mit denen, die in manchen Tiefbohrungen in der Umgebung von Edelény durchquert wurden. Die klastischen Bildungen sowie die Tonschiefer erscheinen in der karbonatischen Schichtreihe von Irota zuerst als Einlagerungen, danach aber kommen sie zum Vorherrschen.

Da im N-lichen Vorraum des Gebirges die Tiefbohrung Rsz. Nr. 4/2 (Tb. Nr. 2) die jüngste Bildung des N-lichen Kalksteinzuges (die crinoideenführende Kalksteingruppe) aufgeschlossen hat und in der NE-lich davon angesetzte Tiefbohrung Tb. Nr. 1 der Sohle zu eine beträchtliche Kalkanreicherung beobachtet werden kann, ferner da die erwähnte Kalksteinschicht petrographisch eine sehr grosse Ähnlichkeit mit den tonigeren Kalksteinen im höheren Abschnitt der Tiefbohrung Rsz. Nr. 4/2 (Tb. Nr. 2) aufweist, muss angenommen werden, dass die im NW-lichen und N-lichen Vorraum des Gebirges (unter den tertiären Sedimenten und Vulkaniten) aufgeschlossenen, vorherrschend klastischen und tonigen Bildungen mit den entsprechenden Bildungen des SE-lichen Gebietes (Umgebung von Irota) identifiziert werden können.

In der Ablagerungsbildung des Szendrőer Gebirges folgte der Entstehung des Komplexes vom crinoideen-tabulatenführenden Kalkstein die Sedimentation einer klastischen und Tonschieferreihe mit einem allmählich abnehmenden Karbonatgehalt. Vom Gebiete des Gebirges bzw. von seiner bedeckten Fortsetzung ist uns keine jüngere Bildung bekannt. Bezüglich ihres Alters kann aufgrund der ununterbrochenen Sedimentation nur soviel festgestellt werden, dass sie ins obere Mitteldevon oder aber eventuell ins Oberdevon gehört.

Die petrographischen Merkmale, die strukturellen und textuellen Erscheinungen der Schichtgruppe sind denen des zentralen klastischen Schichtkomplexes ähnlich. Ein Unterschied ist jedoch im Grad der Metamorphose vorhanden. Eigentümlicherweise erreichte gerade diese jüngste Schichtgruppe eindeutig das epimetamorphe Stadium. Sowohl die Gesteinstruktur wie auch die mineralische Zusammensetzung weisen eindeutig auf eine Umwandlung durch die Wirkung vom Stress.

Die reinen Gesteinstypen sind in dieser vom Gesichtspunkte der Gesteinstypen sehr abwechslungsreichen Schichtgruppe recht selten. Die dünnen Schichten, die meistens mit Übergängen miteinander verbunden sind, sind von einer inhomogenen Kornzusammensetzung. Die einzelnen Typen lassen sich in Form von Mikroschichten auch in den benachbarten Schichten wiedererkennen.

Unter Berücksichtigung aller dieser Gesichtspunkte können in der Reihenfolge des abnehmenden Karbonatgehaltes folgende Grundtypen unterschieden werden:

1. Mittel- und feinkörniger kristalliner Kalkstein mit einer grossen Menge vom Material klastischen Ursprungs (Taf. IX, Fig. 1).
2. Mittel- und feinkörniger kristalliner Kalkstein-Kalkschiefer mit Linsen von einiger mm Dünne vom kalkigen Tonschiefer und Aleurolitschiefer.
3. Serizitschichtiger Kalkstein.
4. Serizitschichtiger Kalkstein, Kalkschiefer und Aleurolitschiefer mit dünnen Quarzitlinsen (Taf. IX, Fig. 2).
5. Kalkschiefer, kalkiger Tonschiefer (serizithaltiger Kalk- und Tonschiefer mit Mikroschichten) (Taf. IX, Fig. 3).
6. Kalkschiefer — kalkiger Tonschiefer, serizitischer Sandsteinschiefer mit serizitischen Quarzitzwischenlagerungen.
7. Chloritischer, kalkiger Ton- und Aleurolitschiefer — mit serizitischen und chloritischen Sandstein- und Quarzitschiefer-Schichten (Taf. IX, Fig. 4).
8. Kalkiger (graphitischer) Tonschiefer mit Quarzitlinsen (Taf. IX, Fig. 5).
9. Kalkiger, serizitischer Aleurolit- und feinkörniger Sandsteinschiefer mit verschiedenen Typen vom kalkigen Tonschiefer (Taf. IX, Fig. 6 und Taf. X, Fig. 1).
10. Kalkfreier oder kaum kalkiger, chloritischer Ton- und Serizitschiefer (Taf. X, Fig. 3—4).
11. Kalkfreier Sandsteinschiefer (Taf. X, Fig. 2).
12. Sandsteinquarzit und Quarzit (Taf. VIII, Fig. 5—6 und Taf. X, Fig. 5).

Die in der Schichtreihe auszuzeichnenden epimetamorphen Mineralparagenesen sind aufgrund von Dünnschliff- und Röntgen-Untersuchungen wie folgt:

- 1a) Kristalliner Kalzit, Serizit, Quarz (Chlorit).
- b) Kristalliner Kalzit, Muskowit, Quarz (Chlorit, Plagioklas).
- c) Kristalliner Kalzit, Muskowit, Quarz (Chlorit, Amphibol, Kalifeldspat).
- d) Pelitomorpher Kalzit, Muskowit, Quarz (Chlorit).
- e) Siderit, Muskowit, Quarz (Pyrit) (Taf. X, Fig. 6).
- 2a) Quarz, Muskowit, Kaolinit + Chlorit (Paragonit).
- b) Quarz, Muskowit, Vermikulit + Chlorit + Montmorillonit + Illit (Plagioklas).
- c) Quarz, Muskowit, Graphit.
- d) Quarz, Kaolinit, Graphit.
- 3) Quarz.

Von den Mineralien klastischen Ursprungs lassen sich nur wenige korrodierte Quarzkristalle wiedererkennen. Die rekristallisierten Minerale zeigen bereits die Kristallisationschieferung an. Häufig sind die aus mosaikartig auslöschenden Quarzkörnern bestehenden Linsen, die in einer mit der Schieferung konformen Lage sind. Die Quarzkörner der Sandsteinquarzite und der Quarzite werden blastisch, die Randteile der grossen Körner sind brüchig und rekristallisiert. Die Kalksteine sind kristallinisch, pelitomorpher Kalzit befindet sich nur in den Kalkschiefern, aber auch in diesen sind die Kalzitkristalle von grossen Ausmassen an den Rändern der Quarzitlinsen häufig. Im Vergleich mit dem zentralen klastischen Komplex ist die gemischt-geschichtete Glimmerstruktur seltener, die Menge des Muskowits und Chlorits grösser, der Paragonit häufiger.

JUNGE DECKBILDUNGEN

Im Gebiete des Szendrőer Gebirges sowie in seiner bedeckten Fortsetzung unterhalb der Erdoberfläche wird die devonische Schichtreihe von miozänen und pliozänen Ablagerungen überlagert.

Die älteste neogene Bildung sind der *burdigalische* Sand, der Sandstein, der pectenführende sandige Aleurolit. Diese sind sowohl im Gebiet des Gebirges wie auch im SE-lichen und N-lichen Vorraum aus den Bohrungen bekannt. Im NW-lichen Vorraum zwischen dem Szendrőer

und dem Rudabányaer Gebirge ist aus den Bohrungen ein unsortiertes Konglomerat mit rotem Ton bekannt, dessen Mächtigkeit auch 200 m erreicht. Es vertritt wahrscheinlich ebenfalls das Burdigal.

Der Ausbildungstypus der helvetischen Bildungen ist problematisch, ihre Verbreitung schwer umzuzeichnen, abgesehen von der braunkohlenflözführenden helvetischen Schichtreihe des Borsoder Beckens im SW-lichen Vorraum des Gebirges. Sicher bekannt ist der helvetische schotterige und tonige Aleurolit aus dem SE-lichen Vorraum des Gebirges, wahrscheinlich helvetisch ist das im S-lichen Vorraum durchquerte Konglomerat mit Kohlenspuren und Tonschichten sowie der ebenfalls aus Bohrungen des E-lichen Vorraumes bekannte terrestrische, schotterige Ton.

Die tortonischen Bildungen fehlen sowohl im Gebiet des Gebirges wie auch in der nächsten Beckenumgebung, ausgenommen den weiter entfernt liegenden SE-lichen Vorraum, in dem die Tiefbohrung Alsóvadász Nr. 1 in 723,0–867,50 m Teufe über dem bunten Ton etwa in einer Mächtigkeit von 100 m den mittleren Rhyolithuff-Komplex und darüber brackische Schichten aufgeschlossen hat.

Bildungen, die der sarmatischen Stufe angehören, sind im inneren Gebiet des Gebirges in kleineren Flecken anzutreffen. Aus den Bohrungen des SE-lichen und des E-lichen Vorraumes ist eine Rhyolithuffstreifen aufzeigende, sich nach oben hin aussüssende Schichtserie und darüber der oberste Rhyolithuffhorizont bekannt. Im N-lichen Vorraum durchquerten die Bohrungen eine Schichtreihe von Rhyolithuff, tuffigen Ton bzw. tuffitischen Feinklastiten. Die stark abgetragenen Schichten des Gebirges können eher mit der Ausbildung des SE-lichen Vorraumes verglichen werden.

Die Ausbildungstypen der pannonischen Bildungen sowie ihre Verbreitungsverhältnisse sind weder im Gebirge noch im Vorraum völlig geklärt. Das durch eine Fauna bewiesene lakustrische Unterpannon in den Bohrungen des SE-lichen Vorraumes geht in eine terrestrische Ausbildung hinüber. Die faunaleeren Schichten des E-lichen Vorraumes sind auch aus dem N-lichen Vorraum bekannt, hier wird es aber von durch Pollen bestätigtem Oberpannon überlagert. Im unmittelbaren N-lichen Vorraum ist bereits die lignitführende Schichtreihe des Oberpannons vom NW-lichen Vorraum bekannt. Im inneren Gebiet des Gebirges wird das Pannon durch die von der Abtragung zurückgebliebenen Reste von Ton, Sand und Schotter vertreten.

Während des Pleistozäns bildeten sich im Zusammenhange mit der endgültigen Aushebung des Gebirges gleichzeitig Terrassenschotter, Lehm und roter Ton.

ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE DER MATERIALUNTERSUCHUNG DER DEVONISCHEN BILDUNGEN

Die Schichtreihe des zentralen klastischen Komplexes und des N-lichen Kalksteinzuges vom Gebirge wird aufgrund der Profile der grösseren Aufschlüsse in der Beilage IV, die des S-lichen Kalksteinzuges in der Beilage V dargestellt.

Neben den vereinfachten Schichtkolonnen werden noch der CaCO_3 -Gehalt der Bildungen, das $\text{CaO}:\text{MgO}\%$ sowie die Menge des in HCl unlöslichen Restes angeführt.

Die klastischen und tonigen Einlagerungen der *Übergangsschichtgruppe*, die sich aus dem kalkfreien oder kaum kalkigen Komplex entwickelt, sind kalkig, der CaCO_3 -Gehalt der Kalksteine beträgt 70–80, manchmal sogar auch 90%; die Menge des in HCl unlöslichen Restes ist 9,5–17%, in Ausnahmefällen weniger als 9,5%. Das $\text{CaO}:\text{MgO}$ beträgt durchschnittlich 50:0,5%, in den von der Oberfläche entnommenen Proben des dolomitisierten Kalksteins 40,20 : 9,6%, in der Tiefbohrung Rsz. Nr. 3 47,90 : 3,30%, bzw. es wechselt zwischen den extremen Werten 30,95 : 15,45%.

Für die *Rakacaer Marmorschichtgruppe* sind die reinen Kalksteine sowie die stark kalkigen aber nur eine untergeordnete Rolle spielenden Zwischenlagerungen charakteristisch. Der CaCO_3 -Gehalt des hellen Rakacaer Marmors erreicht 94–99% (durchschnittlich 98%); sein in HCl unlöslicher Rest 0,16–2,5%, das Verhältnis $\text{CaO}:\text{MgO}$ durchschnittlich 55 : 0,30%. Einen ähnlich hohen CaCO_3 -Gehalt weist auch der gelbe, dickgeschichtete Kalkstein der S-lichen Kalksteinfazies (CaCO_3 -Gehalt: 94,99%; $\text{CaO}:\text{MgO}$ -Verhältnis 52 : 0,75–53 : 0,25%; in HCl unlöslicher Rest: 2,2–2,5%) auf, ferner der dunkle Rakacaer Marmor (CaCO_3 -Gehalt: 94–97%; $\text{CaO}:\text{MgO}$ -Verhältnis: 53,37 : 0,7%, in HCl unlöslicher Rest 2,8%) sowie der graue, dickgeschichtete crinoideenführende Kalkstein (CaCO_3 -Gehalt: 93–96%; $\text{CaO}:\text{MgO}$ -Verhältnis: 52,5 : 0,25%; in HCl unlöslicher Rest 2–3%).

Der Kalksteingehalt der klastischen und tonigen Einlagerungen der crinoideen – tabulatenführenden Kalkstein-Schichtgruppe nimmt nach dem Hangenden zu allmählich ab, die extremen Werte des CaCO_3 -Gehaltes der Kalksteine wechseln zwischen 85% und 95%, die des Verhältnisses $\text{CaO}:\text{MgO}$ zwischen 42,9 : 0,2% und 54,09 : 0,7%, die des in HCl unlöslichen Restes zwischen 1,5% und 6%.

In den Kalksteinen der oberen klastischen Schichtgruppe beträgt der CaCO_3 -Gehalt 72–92%, das $\text{CaO} : \text{MgO}$ -Verhältnis: 50,88 : 0,30–42,2 : 0,4%, der in HCl unlösliche Rest erhöht sich nach dem höheren Teil der Schichtgruppe hin bereits auf 7–18%. Die tiefer liegenden feinklastischen und tonigen Schichten der Schichtgruppe sind in verschiedenem Masse kalkhaltig, die höher gelegenen sind entweder kaum kalkig oder kalkfrei.

Die Tabellen 3, 4 und 5 enthalten die Angaben der Spektralanalyse von den Bildungen des Gebirges, von den älteren zu den jüngeren Bildungen hin. Die Auswertung der spektralanalytischen Angaben konnte nur nach den einzelnen Bildungstypen erfolgen. Infolgedessen sind die Abweichungen von den Durchschnittswerten innerhalb der einzelnen Typen auffallender.

Tabelle 3 fasst die spektralanalytischen Angaben der Ton- und Aleurolitschiefer zusammen. Der Ti-Gehalt der typischen Tonschiefer beträgt 2500–6000 ppm (in der Mehrheit der Fälle wechselt der zwischen 4000 und 6000 ppm), der der Aleurolitschiefer 1000–2500 ppm (erreicht nur selten den Wert von 4000 ppm). Der Ti-Gehalt in den Bildungen des zentralen klastischen Komplexes steht eher der unteren, während der der oberen klastischen Schichtgruppe der oberen Grenze näher. In den Ton- und Aleurolitschiefern ist in einer bedeutenderen Menge auch Mn, Sr und Ba vorhanden. Eine charakteristische Änderung von Mn kann nicht nachgewiesen werden (durchschnittlich 160–1600 ppm). Die Menge vom Sr nimmt in den Ton- und Aleurolitschiefern im Gegensatz zum durchschnittlichen Wert von 40–250 ppm, bis 1000 ppm zu; der Ba-Wert nimmt mit der Zunahme der Menge des klastischen Materials zu, jedoch nicht charakteristisch. Sein Durchschnittswert ändert sich zwischen 100 ppm und 600 ppm (in den Tonschiefern zwischen 100 ppm und 250 ppm).

Das Spektralbild der kalkigen Aleurolit- und Tonschiefer aus der Umgebung von Irota weicht von dem der gleichaltrigen Bildungen des Gebirges ab. In der Umgebung von Irota ist unabhängig von der ursprünglichen Zusammensetzung die starke Verkieselung und die Zersetzung von hydrothermalen (kieseligem-eisenhaltigem) Typus charakteristisch. Die charakteristisch von Quarzadern und Linsen durchsetzten, roten, mitunter fast weiss ausgelaugten Tonschiefer (die nur selten in dem ursprünglichen schwarzen Ton anzutreffen sind), enthalten vielen, würfelförmigen Pyrit. Abgesehen vom Ti, dessen Menge vorherrschend 6000 ppm beträgt, erreicht der Durchschnittswert von Mn in den verkieselten, kalkigen Ton- und Aleurolitschiefern 1000–6000 ppm (maximal 10 000 ppm). Auch der Ba-Wert ist hoch; abweichend vom Durchschnittswert erreicht er 1000 ppm. (In den gleichaltrigen Bildungen aus der Umgebung von Gadna ist das Maximum viel kleiner).

Durch den verhältnismässig hohen Fe–Mn–Ba-Gehalt und die verhältnismässig geringe geographische Entfernung würde sich eine Analogie mit den Rudabányaer Verhältnissen von sich selbst ergeben, jedoch ermöglicht der Stand unserer heutigen Kenntnisse diese Behauptung nicht. Man kann nur soviel feststellen, dass der obere klastische Komplex (sowohl in der Umgebung von Szendrő-lád wie auch in der von Irota, ferner auch in der Tiefbohrung Alsóvadász Nr. 1) vermutlich von einer hydrothermalen, metasomatischen Einwirkung getroffen worden ist.

Tabelle 4 macht uns mit den spektralanalytischen Werten der Sandsteine und Quarzite bekannt. Im Verhältnis zu den Tonschiefern und den Aleuroliten ist natürlich der Ti-Gehalt der Sandsteine niedriger: etwa 600–2500 ppm (in den mikrogeschichteten Tonschiefer-Abarten manchmal 4000 ppm), der Mn-Gehalt ist dagegen höher, durchschnittlich beträgt er 400–600 ppm, aber auch der Wert von 1000–2500 ppm ist nicht selten. Der Ba-Wert erreicht durchschnittlich 160–600 ppm, meistens beträgt er 250–400 ppm, manchmal aber erreicht er auch 1000 ppm. Der Sr-Wert ist dem der Tonschiefer ähnlich, in den kalkigen Abarten höher, hier kann er auch 1000 ppm erreichen, durchschnittlich beträgt er 250–600 ppm.

Für die Quarzite ist – unabhängig von ihrer Lage in der Schichtreihe – eine sehr kleine Menge der Spurenelemente charakteristisch. Der Ti-Gehalt beträgt 160–400 ppm, der Mn-Gehalt 25–100 ppm (mit Ausnahme der Umgebung von Irota, wo er 250–600 ppm, in einer Probe sogar 2500 ppm aufweist), der Sr-Gehalt 600 ppm, der Ba-Gehalt zeigt ein Maximum von 160 ppm, im allgemeinen ist er aber bedeutend geringer. Die übrigen Elemente befinden sich gerade noch an der Grenze der Nachweisbarkeit oder aber sie sind darunter. Auch die Werte der Spektralanalyse beweisen den metamorphen Ursprung der Quarzite, im Gegensatz zu der Annahme, dass sie auf hydrothermale Wege entstanden sind.

Tabelle 5 enthält die spektralanalytischen Werte von den Kalksteinen des Gebirges. Der Spurenelementen-Gehalt der Kalksteine verändert sich im Verhältnis zu ihrem Gehalt an klastischem Material. Der Ti-Gehalt ist im Durchschnitt 160–400 ppm, im Falle eines hohen Gehaltes an klastischem Material 600–1600 ppm; einen extremen Wert weist der mit dem Tonschiefer der Übergangsschichtgruppe abwechselnde gepresste Kalkstein auf, worin er 4000 ppm erreicht. Der Mn-Wert beträgt durchschnittlich 40–250 ppm, in der Tiefbohrung Szendrő Nr. 20 sogar 4000 ppm. An Spurenelementen ist die Rakacaer Marmorschichtgruppe am ärmsten, die die reinsten Kalksteintypen enthält [auch der tuffhaltige (?) Kalkstein mit Serizitlinsen zeigt keinen hervorstechenden Wert]. Ausser Sr und Ba ist die Menge der Spurenelemente in der Nähe der Grenze der Nachweisbarkeit. In den Kalksteinen der Rakacaer Marmorschichtgruppe, die fast völlig frei vom klastischen

Material sind, erreicht der Mittelwert von Sr 10–1600 ppm und im Marmor von Kecs-kés-Berg 10 000 ppm. (Im letzteren Fall dürfte es angenommen werden, dass der so hohe Sr-Wert der ursprünglichen aragonitischen Schalen der Fossilien entstammt.) Im Verhältnis zum ganzen Gebirge zeigen auch die crinoideen-tabulatenführenden Kalksteine einen hohen Sr-Gehalt, obwohl sie auch am klastischen Material reich sind. So kann eventuell angenommen werden, dass auch die Kalksteine der Rakacaer Marmorschichtgruppe umkristallisierte Faunaelemente von kleinen Massen enthalten. Andererseits kann es festgestellt werden, dass in den Kalksteinen die Zunahme vom Sr eine Verminderung des Ba-Gehaltes mit sich bringt, dass das Verhältnis Sr : Ba sich in der Rakacaer Marmorschichtgruppe zwischen 1000 : 250 und 1600 : 160 ppm wechselt und in den klastischen Kalksteinen bei einer Zunahme des klastischen Materials von 1000 : 160 ppm auf 600 : 250 ppm, 600 : 400 ppm, ja sogar auf 400 : 600 ppm und 60 : 400 ppm ändert. Aufgrund dieser Werte ist es anzunehmen, dass der Sr-Wert von 1000–1600 ppm des Rakacaer Marmor-komplexes ein Resultat des Fehlens vom klastischen Material ist, welcher Umstand für diese Schichtgruppe charakteristisch ist.

Die Tabelle 6 und 7 geben uns die mineralogisch-petrographischen sowie die strukturellen Merkmale der das Gebirge aufbauenden Gesteine, von den älteren zu den jüngeren hin, bekannt. Die Grundlage für die in diesen Tabellen angeführten Charakteristiken ergaben in erster Linie die Dünnschliff- und Röntgenuntersuchungen, die dann mit den im Feld zu gewinnenden Beobachtungen strukturellen Eigenschaften der Gesteine ergänzt wurden. Betreffs der Anzahl der Mineralarten erscheinen die altpaläozoischen Bildungen des Szendrőer Gebirges ärmlich. In den klastischen und tonigen Gesteinen bildet fast ausnahmslos der Quarz das vorherrschende Mineral. In den Tabellen wird als Quarz I derjenige in einer Richtung weiter gewachsene, „bartige“, korrodierte Quarz bezeichnet, der von einem unverkennbar klastischen Ursprung ist und eine wellige Auslöschung aufweist. Als Quarz II wird der epigenetisch-epimetamorphe, rekristallisierte Quarz bezeichnet, der immer kleinere oder grössere Gruppen oder Linsen bildet und durch eine mosaikartige Auslöschung charakterisiert werden kann. Als Quarz III wird der blastische Quarz mit zerbrochenen Körner-rändern, der sich eventuell schon wieder regeneriert und die als völlig metamorphisiert zu betrachtenden Quarzite aufbaut, angeführt. Zum Quarz gesellt sich fast immer Muskowit (allfällig Serizit), seltener Chlorit und in den mehr metamorphisierten Gesteinen Paragonit. Charakteristisch ist das vollkommene Fehlen vom klastischen Biotit. Als akzessorische Gemengteile kommen Plagioklas und Kalifeldspat vor, ganz selten Amphibol. Von den Tonmineralien ist der Kaolinit am häufigsten, der Montmorillonit seltener. Die gemischt-geschichteten Silikate (Kaolinit + Chlorit, Vermikulit + Illit, Illit + Montmorillonit, Vermikulit + Montmorillonit und Vermikulit + Chlorit + Montmorillonit + Illit) sind in erster Linie für den zentralen Schichtkomplex charakteristisch. Ausserdem enthält ein Teil der Gesteine ein wenig limonitisierten Pyrit und vollkommen serizitisierten Feldspat klastischen Ursprungs. Der Umwandlungsgrad des organischen Materials ist verschiedentlich, der Anthrazit kommt häufiger und in einer grösseren Menge als der Graphit vor. Das CaCO_3 -Bindematerial der kalkigen Abarten verwandelte sich in den meisten Fällen in den gut kristallisierten Kalzit, während das ursprünglich kalkschlammige Grundmaterial der pelitischen-feinklastischen Gesteine mikrokristallinisch, hier und da mit einem grösseren Kalzitkristall, geworden ist.

Vom Gesichtspunkte des Kristallisationsgrades aus sind die Kalksteine voneinander recht abweichend. Der Kristallisationsgrad wird ausser dem Charakter des anfänglichen CaCO_3 -Materials durch die Menge des klastischen Materials, ferner durch die tektonische Inanspruchnahme bestimmt. (Als Kalzit I wird derjenige Kalzit bezeichnet, dessen Orientation mit der des klastischen Quarzits identisch, der eindeutig sedimentogen-diagenetisch und merkbar nicht durchkristallisiert ist, als Kalzit II derjenige, der durch dynamische Einwirkung Zwillinge aufweist, jedoch noch scharfe Körner-ränder besitzt und als Kalzit III die grossen Kalzite mit undeutlichen Körnerkontakten, die in den sich in Marmor umwandelnden Kalksteinen vorkommen.)

Der Dolomit spielt nur in den dolomitisierten Kalksteinen eine grössere Rolle und dem Siderit kommt nur im SE-lichen Gebirgsteil eine Bedeutung zu. Fast sämtliche Kalksteine enthalten Muskowit (Serizit), seltener Chlorit, als akzessorische Gemengteile Plagioklas, Kalifeldspat und Amphibol. Von den Tonmineralien ist der Kaolinit am häufigsten. Auch der Hämatit bzw. Goethit + Hämatit ist häufig, sowie der fast in allen Abarten vorhandene, stark limonitisierte Pyrit.

Die Grenze zwischen den epigenetischen und epimetamorphen Mineralien wird in den Tabellen mit einer gestrichelten Linie angegeben, womit darauf hingedeutet werden soll, dass alle von diesen (vielleicht mit Ausnahme des Paragonits) sowohl im epigenetischen Zustand wie auch unter den Verhältnissen der Epimetamorphose zustande kommen können. Bei der Beurteilung des Umwandlungsgrades spielt die Quantität von diesen Mineralien die ausschlaggebende Rolle. Von diesem Gesichtspunkte aus ist die Beurteilung der Gesteine tonigen und klastischen Ursprungs, die aus verhältnismässig mehreren Komponenten aufgebaut sind und auf die tektonischen Inanspruchnahmen mehr reagieren, leichter. Die Umwandlung der Kalksteine kann allein aufgrund des Kristallisationsgrades nicht beurteilt werden; ihre Umwandlung wird durch die Merkmale der ursprünglichen

Schichtung, den Gehalt an klastischem Material, ja sogar die Texturelemente organischen Ursprungs, die die plastischen Spannungen auch längere Zeit hindurch konservieren können, beeinflusst.

Für die tonigen Gesteine des Gebirges ist es eindeutig charakteristisch, dass die *Kristallisations-schieferung* mit der Schieferung, die parallel mit der ursprünglichen Schichtung erfolgte, einen Winkel bildet. Die stärkeren, aber selteneren und steileren Ebenen der Kristallisationsschieferung sind auch in den Aleuroliten zu erkennen, zusammen mit den verhältnismässig starken Spuren der mit der Schichtung parallelen Schieferung. Die Sandsteine sind meistens nur zusammengepresst, in den Abarten mit mehr Bindematerial kann – verhältnismässig selten – auch die Bruch-Clivage erkannt werden. Die Kalksteine sind ausnahmslos kristallinisch, diejenigen, die mehr klastisches Material enthalten, sind gepresst. Die Mineralorientation der reinen Kalksteine kommt nur wenig zum Ausdruck; im helleren Rakacaer Marmor ist eine Umkristallisierung in der Querrichtung zu sehen; die am Kecskés-Berg aufgeschlossene Bildung, die aus reinem CaCO_3 besteht, ist ein Marmor, in dem die Minerale vollkommen unorientiert gelegen sind. Aufgrund der mineralischen Zusammensetzung und der Merkmale der Gesteinsstruktur *haben die altpaläozoischen Bildungen des Gebirges in ihrer Ganzheit das epimetamorphe Stadium nicht erreicht. Im Sinne von N. W. LOGWINENKO* sind die Gesteine in das tiefere Stadium einzureihen, d. h. als Grenzbildungen der Epigenese und der epizonalen Metamorphose zu betrachten.* Innerhalb dieses Bereiches repräsentieren sie die tiefere Zone. *Im Gebiet des NW-lichen und des SE-lichen Gebirgsrandes erreichen die Gesteine in der intensiv mitgenommenen Stauungszone, abweichend vom sonstigen ganzen Gebiet des Gebirges den epimetamorphen Umwandlungsgrad, ihre Umwandlung weist aber einen Stress-Typus auf.* Die Menge der klastischen Bestandteile im zentralen klastischen Komplex des Gebirges sowie in den klastisch-tonigen Einlagerungen des Kalksteinkomplexes ist im Verhältnis zu den epigenetisch-epimetamorphischen gross, häufig kommen die gemischt-schichtigen Silikate vor, seltener sind die konformen Inkorporationsstrukturen, während in der oberen klastischen Schichtgruppe der Gebirgsränder kaum noch mehrschichtiger Glimmer vorkommt, die Menge der klastischen mineralischen Relikte gering ist, der Paragonit im allgemeinen verbreitet vorkommt und häufig die konformen Strukturen, in erster Linie in Form von Quarz, seltener in der von Kalzitlinsen, sind.

TEKTONISCHE FORMEN UND GESTEINSSTRUKTURELLE ERSCHEINUNGEN

Die altpaläozoischen Bildungen des Gebirges bilden eine in NW-licher Richtung aufgestaute Antiklinale, deren Teilalten, entsprechend dem petrographischen Aufbau, von abwechslungsreicher Erscheinung sind.

Die Falten II. Ordnung des zentralen klastischen Komplexes (den Antiklinalen im zentralen Teil des Zuges schliessen sich in NW-licher Richtung zwei synklinale Faltungsformen an) lassen sich, mitunter mit Unterbrechungen, entlang des Zuges mit den maximalen Flügelentfernungen von 1–1,5 km verfolgen. Dem zentralen Komplex schliesst sich sowohl der N-liche als auch der S-liche Kalksteinzug durch einen ansteigenden Flügel an, die im S-lichen Teil nach S hin von einer Synklinale und dann am S-lichen Gebirgsrand wieder von einer Antiklinale abgelöst wird. Im N-lichen Zug lässt sich die Faltung – infolge des Übergewichtes des dickbankigen Kalksteins – schwer verfolgen. Es kann jedoch die Stelle des Faltenkernes vom Rakacaer Marmor ausgezeichnet werden. Der NW-liche Flügel der Faltung ist entlang des Bruches abgesunken. Die Faltungsformen dritter Ordnung, die die Falten von grösseren Ausmassen komplizierter gestalten, sind im zentralen Teil stärker, im S-lichen Teil, – dessen Aufbau vom petrographischen Gesichtspunkte aus abwechslungsreicher ist – weniger stark entwickelt. Der Fall der Bildungen in den drei Zügen wird in Abb. 31, der Fall ihrer messbaren Brüche in Abb. 32 dargestellt.

Die Streichrichtung der Falten *des zentralen klastischen Komplexes* ist im mittleren Teil des Zuges ENE – WSW-lich, die Falten sind im grossen und ganzen parallel miteinander, während im E-lichen Teil des Zuges (als ein Antiklinalkern) die Streichrichtung sich verändert, schlägt sie sich

* N. W. LOGWINENKO (1967) unterscheidet zwischen der Diagenese und der Epimetamorphose das Stadium der Katagenese (die anfängliche Umwandlung des Ablagerungsgesteines) und das der Metagenese. Die Metagenese, die eine Umwandlung vom tieferen Niveau und Grade der sedimentären Gesteine bedeutet, führt zur Bildung von *metamorphisierten* Gesteinen hinüber. Dieses Stadium weist ganz bestimmte mineralische Paragenesen auf. In die tiefere Zone dieses Stadiums dürften wohl die Bildungen des Szendrőer Gebirges bis auf den höheren klastischen Randkomplex eingereicht werden. Dieser Umwandlungsgrad ist im Sinne von N. W. LOGWINENKO für die Zwischenpartien (nur sehr selten auf den zentralen Teil) der gefalteten Gebiete charakteristisch. Die Temperatur, die für die Umwandlung angenommen werden kann, beträgt 2000 °C, der Druck ist vom Stress-Typus und recht gross, er dürfte einen Wert um 2500 atm. erreichen.

in eine eher E–W-liche um. Die Biegung der Falten ist isoklinal, die Achsenebene der Falten weist eine SE-liche Fallrichtung auf. Die steilen Faltenflügel der Faltungen zweiter Ordnung werden durch kleinere, unterbrochene, manchmal sich kettenartig aneinander anschliessende akzessorische Falten komplizierter gemacht. Die Längsachsen von diesen erreicht 30–100 m, ihre messbaren maximalen Flügelentfernungen betragen 10–30 m.

Der zentrale, vorherrschend aus Sandstein (und auch aus Quarzit) bestehende mittlere Teil des Zuges wird durch einen sehr sanft einfallenden, kaum gebogenen Formenkomplex charakterisiert.

Wegen ihrer häufigen Umkipfung entlang der Brüche sind ihre Fallwerte in den meisten Fällen unsicher. Im zentralen Teil wird der Faltungsmechanismus durch Quarzit und Sandstein-Quarzitlinsen angedeutet, die in einer Streichrichtung angeordnet sind, welche mit der Achse der allgemeinen Faltung parallel ist.

Die Bildungen, die in der Synklinale zweiter Ordnung des zentralen klastischen Komplexes anzutreffen sind, weisen – infolge eines abwechslungsreichen lithologischen Aufbaues – viel kompliziertere Kleinstrukturen auf.

Die strukturellen Formen dritter Ordnung, die hauptsächlich vom feiner gekörnten Sandstein und vom Aleurolitschiefer aufgebaut werden, sind in schwach gebogene asymmetrische Falten gefaltet, in den Flügeln sind die Schichtmächtigkeiten fast immer gleichmässig, der First der Falten schwach gebogen. Die Achsenebene der Falten fällt nach SE ein. Die Falten der feinklastischen, sich mit Tonschiefer abwechselnden Gesteine sind asymmetrisch, die Achsenebene liegt flacher, sie fällt nach SE ein. Die Achsenebene der sich im Tonschiefer ausgebildeten Falten (soweit diese Richtung infolge der Kompliziertheit der Falten von dritter-vierter Ordnung oder der Mikrofaltung überhaupt erkannt werden kann) kann nach SE, NW, E oder auch nach W einfallen, in vielen Fällen liegt sie sogar horizontal. Häufig sind Risse zu sehen, die parallel mit den Achsenebenen der liegenden oder fast liegenden Mikrofaltungen verlaufen, ferner Verschleppungen sowie dünne (2–5 cm) Quarzadern und Linsen, die ebenfalls parallel mit der Achsenebene der Falten liegen.

Die in den stratigraphisch höheren Teilen des zentralen klastischen Komplexes häufigen Kalksteineinlagerungen werden in der feinklastischen und tonigen Umgebung boudinageartig ausgewälzt. Die spröderen Kalksteinschichten dagegen sind – ohne eine linsenförmige Auswältung – in Blöcke zerrissen worden. Die Falten der Schichtgruppe mit Kalksteineinlagerungen sind – wegen der Verdünnung der Tonschiefer und der tonigen Aleurolitschiefer – durch die ungleiche Mächtigkeit der Flügel charakterisiert.

Sowohl der klastische Komplex als auch die tonigen und feinklastischen Einlagerungen der Kalksteinkomplexe reagierten auf die starke Stresseinwirkung bedeutend mehr als die Kalksteine und erhielten eine charakteristische metamorphisierte Gesteinsstruktur. In den tonigen und feinklastischen Bildungen von den beiden Komplexen sind die Schieferungsflächen charakteristisch, die mit der ursprünglichen Schichtung einen Winkel bilden und im grossen und ganzen parallel mit der Achsenebene der Faltung ablaufen. In den Ton- und Aleurolitschiefern bildete sich eine basale (Kristallisations-) Clivage aus, entlang deren das Gestein oft lamellenartig zerfällt.

In den gröberen Aleuroliten und Sandsteinen kann eine Bruch-Clivage beobachtet werden. Während aber die basale Clivage innerhalb einer ganzen Falte – soweit das Gesteinsmaterial homogen ist – immer parallel mit der Achsenebene der Faltung abläuft, setzt die Bruch-Clivage nicht einmal in der kleineren Faltungsform alle Sandstein- und Aleurolitschichten durch. Sie kann sich auf einzelne Schichten beschränken und auch im Falle einer geringeren Veränderung des Gesteinsmaterials ihre Richtung von einer Schicht bis zur anderen verändern.

Entlang der Absorderungsflächen sind häufig Serizit und limonitische Serizithäutchen vorhanden.

In den Tonschiefern sowie in den Sandsteinen, die auch ursprünglich nur ein wenig Bindematerial enthielten, sind manchmal schon mit freiem Auge stylolithische Nähte wahrzunehmen, die infolge der unter dem Druck entstandenen Lösung und der danach erfolgten Rekristallisation entstanden sind. In den meisten Fällen werden sie durch limonitische Verfärbung auffällender gemacht.

Die offenen Spalten des zentralen Schichtkomplexes sind nur in manchen dicker geschichteten Sandsteinen häufig. In den tonigen und feinklastischen Gesteinen spielen die Spalten nur eine untergeordnete Rolle. Sie treten entlang der Flächen der mit den Schichtflächen parallel verlaufenden Schieferung sowie der der Kristallisationsschieferung auf. In den verkieselten Abarten sind die Spaltungen häufiger.

In den karbonatfreien Schichten des Komplexes sind häufig schneeweisse, einige mm breite Quarzadern zu sehen, seltener – im Falle einer nachträglichen Materialzufuhr – auch Kalzitadern. Kalzitische Spaltausfüllungen sind selten, sie sind eher nur in den Kalksteinen und in den härteren Kalkschiefern zu beobachten (und auch hier meistens mit Quarzadern zusammen).

Der *S-liche Kalksteinzug* zeigt vom Gesichtspunkte seiner Struktur aus einen Übergangscharakter zwischen dem stark gefalteten zentralen Komplex und dem kaum erkennbar gefalteten N-lichen

Kalksteinzug. Im Verhältnis zum N-lichen Zug lassen sich hier die tektonischen Formen durch grössere Gebiete verfolgen und infolge der günstigeren Aufschlussverhältnisse auch klarer deuten.

Verglichen mit dem N-lichen Zug sind die Bildungen, die den S-lichen Zug aufbauen, petrographisch abwechslungsreicher, die Gesteine sind dünner geschichtet. Dieser Umstand hat es ermöglicht, dass im Gebiet der S-lichen Synklinale zweiter Ordnung, die sich dem zentralen antiklinalen Kern anschliesst, oberhalb der sanft gebogenen Liegendbildung (weisser und gelber dickgeschichteter, bankiger Kalkstein) schwach entwickelte Faltungselemente entstanden sind. Im N-lichen Teil des Zuges schliesst sich der ältere, dickgeschichtete Kalkstein (zusammen mit den serizitischen, chloritischen Kalkschiefer-Einlagerungen, die eine untergeordnete Rolle spielen) mit einer SE-lichen Fallrichtung ($30-40^\circ$ Fallwinkel) dem zentralen Zug an. Der im allgemeinen dicker geschichtete Kalkstein, der den Gordonyos-Felsen aufbaut und verhältnismässig nur wenig tonige und feinklastische Einlagerungen führt, schliesst sich ebenfalls mit einer SE-lichen Fallrichtung, ohne Formenelemente dritter Ordnung dem kristallinen Kalkstein an. Weiter nach S hin, im N-lichen Teil des Irnak-Berges kann ebenfalls noch eine SE-liche Fallrichtung beobachtet werden. Im mittleren Teil des Irnak-Berges dreht sich die Fallrichtung allmählich, sodass sie im S-lichen Teil bereits eine NNW-liche Richtung zeigt. Auch im S-lichen Teil des Kosár-Hügels, der am W-lichen Ufer des Bódva liegt, sind ähnliche Verhältnisse zu beobachten. Die Bildungen, die den Irnak-Berg sowie den Kosár-Hügel aufbauen, sind sehr abwechslungsreich entwickelt. Diese Heterogenität am Gesteinsmaterial (da die jüngeren Bildungen des S-lichen Kalksteinzuges in der Synklinale der Schichtgruppe des kompetenten Kalksteines liegen) konnte nicht zu einer so intensiven Faltung führen wie im mittleren Zug.

Die Kalksteine sind in Blöcke zerrissen, die einzelnen Blöcke wurden voneinander verschleppt, die dünner geschichteten Abarten wurden linsenförmig ausgewälzt und liegen in den Tonschiefern und in den feinklastischen Bildungen. Die ganze Masse der crinoideen-tabulatenführenden und der oberen klastischen Schichtgruppe ist stark schieferig geworden, die Kalksteine sind zusammengepresst; die starke Kristallisationsschieferung der Ton- und Aleurolitschiefer rief Schieferungsebenen hervor, die überwiegend nach SE einfallen.

Entlang des sich hebenden S-lichen Synklinalflügels des S-lichen Kalksteinzuges treten die dicker geschichteten, manchmal ungeschichteten hellgelben Kalksteinabarten der Rakacaer Marmorschichtgruppe wieder ans Tageslicht. Im N-lichen Teil des von E-W-lichen Bruchlinien gehobenen Blockes des vom Irnak-Berg S-lich gelegenen Kecskés-Berges ist ein steiles nach NW gerichtetes Fallen zu beobachten, am Bük-Berg, am Kakaskó-Hügel und weiter nach S bis zu der Umgebung von Edelény herrschen die N-lichen und die NW-lichen Fallrichtungen vor.

Die Struktur des *N-lichen Kalksteinzuges* kann nur schwerer geklärt werden, weil die sich selbständig bewegenden tektonischen Einheiten, die aus den die Rakacaer Marmorschichtgruppe überlagernden jüngeren paläozoischen Schichtgruppen aufgebaut sind, im Verhältnis zur Bewegung des Gebirgskernes zurückgeblieben sind. Nach dem Pannon erhoben sie sich nur in einzelnen Teilen, sodass ihre Untersuchung an der Oberfläche nur in einer geringeren Masse möglich ist. Die Struktur des ganzen Gebirges kann aber auch so noch gedeutet werden, weil die Bohrungen vom Gebirgsrand nach N hin solche immer jünger werdende Schichtserien, die mit den Aufschlüssen an der Oberfläche der im S und W gelegenen Gebieten identifiziert werden konnten, durchquerten, während die Formen der kleinen Strukturen nur weniger klar ausgewertet werden konnten.

Im N-lichen Kalksteinzug ist der helle Rakacaer Marmor die dickste und am besten aufgeschlossene Bildung, in der die plastische Deformation nur schwache Biegeformen hervorgerufen hat. Die blätterigen Kalksteineinlagerungen sowie die im Verhältnis zur Ganzheit des Komplexes nur dünnen tonschieferigen-feinklastischen Einlagerungen (im Liegenden des dolomitierten Kalksteins und zwischen dem hellen und dem dunklen Glied der Rakacaer Marmorschichtgruppe) haben sich im Laufe des Faltungsvorganges nicht selbständig gemacht. Sie zeigen höchstens in ihren Mikroformen die den Komplex getroffenen Kräftwirkungen an, spielen aber in der Herausbildung der Randverwerfungen des Gebirges eine wesentliche Rolle. Die in den Kalkstein eingeschlossenen feinklastischen und tonigen Schichten reagierten auf die Wirkung der Faltung mit einer Differenzierung in ihrer Mächtigkeit sowie mit Verschleppung. Diese Deformation wurde dann durch die Schuppenbildung und das Zerreißen in Blöcke, die infolge der Faltungsstruktur entstanden, ausgeprägter gemacht. Diese Schichten, die an der Oberfläche in mehreren Hundert Metern lang verfolgt werden können, hören manchmal plötzlich auf, bleiben von der Schichtserie aus und ihre einstige Lage wird nur durch die brekziösen Streifen, die mit dem Tonschiefer zusammengeknetet sind, angezeigt. Die Kristallisationsschieferung ist in den tonigen Bildungen des N-lichen Kalksteinzuges bedeutend schwächer als im klastischen Komplex und im S-lichen Kalksteinzug, da die kompetenten dicken Kalksteinschichten die auf sie wirkende Belastung nur in einer kleineren Masse übergaben. Die dünner geschichteten gepressten Kalksteine (hauptsächlich in der Übergangsschichtgruppe) erhielten eine Boudinage-Struktur, wenn sie aber den dicker geschichteten kristallinen Kalksteinen zwischenlagert sind, dann reagierten sie auf den gerichteten Druck mit Aufspaltung und Bruch entlang der

Schichtflächen. Der dicker geschichtete und bankige Kalkstein reagierte auf den gerichteten Druck mit der Umkristallisierung und der schwachen Differenzierung in der Mächtigkeit. Im N-lichen Zug ist die einzige ausgesprochene Faltungsform im NE-lichen Teil des Vár-Berges von Szendrő zu sehen. Ihre Entstehung wurde durch die grössere Plastizität des serizitlinsenhaltigen Kalksteins mit einem hohen Pelitgehalt ermöglicht. Die Wölbung wurde von einer NNE–SSW-lich streichenden, fast vertikalen Verwerfungsebene aufgeschlossen. Der Faltenkern wird vom hellgrauen Rakacaer Marmor gebildet, der am N-lichen Faltenflügel von den 25/40° einfallenden, verdünnten Schichten des serizitlinsenhaltigen Kalksteins überlagert wurde, worüber wiederum ein gelber, serizitisch-chloritischer Kalkstein folgt. Der S-liche Faltenflügel ist nur teilweise erhalten geblieben, er ist entlang einer Verwerfung abgebrochen. Die Achsenebene der Falte fällt nach SSE unter 75° ein.

In der Umgebung von Rakacaszend sind einige sanfte Faltungsformen auch im Rakacaer Marmor zu sehen. Abb. 33 zeigt die im neuen Steinbruch von Rakacaszend aufgeschlossene kleine Antiklinale und Abb. 34 ebenda den stark zerbrochenen Kalkstein.

GEOLOGISCHE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

Die altpaläozoischen Bildungen, die das Szendrőer Gebirge aufbauen, sind in einem Sedimentationszyklus entstanden. Ihr Liegendes ist uns nicht bekannt. Als älteste Bildung des Gebirges werden die grobkörnigen Sandsteine des klastischen Komplexes betrachtet. Unter der Verfeinerung der Korngrösse und der Abwechslung der immer häufiger werdenden tonigen und kalkigen Ablagerungen ging die reine klastische Sedimentbildung in eine Ablagerungsbildung vom klastischen und chemischen Typus über.

Das Intrakonglomerat, das in den zwischen den klastischen und Kalksteinkomplexen befindlichen Übergangsbildungen konkordant liegt, zeigt nicht den Beginn eines neuen Sedimentationszyklus an. Man braucht nur eine sanfte Hebung anzunehmen, wodurch die Oberfläche der Ablagerungsbildung mehr gegliedert wurde, infolgedessen konnte die Verteilung der jüngeren Bildungen schwach asymmetrisch werden.

Nach der Bildung der Übergangsschichtgruppe hat sich der Sedimentationsraum wieder ausgeglichen und es begann die Bildung einer aus reinen Kalksteinen bestehenden Schichtserie, die des „Rakacaer Marmors“. Im Laufe der Ablagerung dieser Bildung erfolgte eine neuerliche Faziesverschiebung, sodass während im N-lichen Gebiet auch weiterhin die Bildung der Ablagerung vom Rakacaer Marmor vor sich ging, kamen im S-lichen Gebiet davon abweichende Kalksteintypen zur Ablagerung. Die jüngeren Glieder der Rakacaer Marmorschichtgruppe bestehen bereits in beiden Gebieten aus sich schnell abwechselnden, jedoch miteinander parallelisierbaren, unter ähnlichen Entstehungsbedingungen entstandenen Gesteinen. Der Kalkstein, der die Schichtgruppe abschliesst, ist in beiden Gebieten identisch.

Danach ging im Gebiete des ganzen Sedimentationsraumes eine chemisch-biogene Ablagerungsbildung vor sich mit einer sich wiederholenden schwachen Zufuhr vom klastischen Material. Obwohl *Tabulaten* nur in den Kalksteinen des S-lichen Zuges vorkommen, müssen die crinoideen-tabulaten-führenden Kalksteinschichtgruppen des S-lichen Zuges und die crinoideenführende Kalksteinschichtgruppe des N-lichen Zuges aufgrund der lithologischen Identität der beiden Schichtgruppen und der Häufigkeit der *Crinoideen*-Reste als gleichaltrig betrachtet werden. Diese Ablagerungsbildung vom chemisch-biogenen Typus wurde von einer Ablagerungsbildung chemisch-klastischen Charakters abgelöst.

Obwohl das Alter der abschliessenden klastischen Schichtgruppe faunistisch nicht belegt werden kann, kann es angenommen werden, dass es den oberen Teil des Mitteldevons und das Oberdevon vertritt.

Die devonische Schichtreihe des Szendrőer Gebirges ist nach unseren bisherigen Kenntnissen vom klastischem Ursprung, sie wird von kalkfreien Bildungen abgeschlossen. Vom Devon an bis zum Miozän sind uns Angaben über eine Sedimentationsbildung im Gebiete des Gebirges nicht bekannt. So kann also angenommen werden, dass das Gebiet des Gebirges während dieser Zeit zu mehreren Malen und langdauernd ein Festland war. Diese scheinbar lückenlosen Produkte des alten Ablagerungszyklus konnten aber nur in dem Fall erhalten geblieben sein, wenn zumindest während eines Teiles vom Karbon – ja sogar auch in der Trias – im Gebiete auch weiterhin eine Ablagerungsbildung vor sich ging.

Die paläogeographischen Verhältnisse der devonischen Bildungen des Szendrőer Gebirges lassen sich nur schwer rekonstruieren. Die geographisch am nächsten liegende devonische Ausbildung befindet sich in der tektonischen Zone der W-lichen Inner-Karpaten, in der Gömörer tektonischen Einheit. Diese ist die Rakovec-Serie. Die Bildungen der Rakovec-Serie, auch wenn man ihr devoni-

sches Alter annimmt, weisen keine Verwandtschaft mit der Schichtserie des Szendrőer Gebirges auf. Sie unterscheiden sich von den Bildungen des Szendrőer Gebirges in erster Linie dadurch, dass unter ihnen keine karbonatischen Gesteine vorkommen, dagegen aber in grosser Menge magmatische Bildungen vorhanden sind. Die Verwandtschaft in der Sedimentbildung könnte nicht einmal in dem Fall bewiesen werden, wenn als Vergleichsgrundlage nur der zentrale klastische Komplex des Szendrőer Gebirges herangezogen wäre, weil auch in diesem die magmatischen Gesteine fehlen.

Die Verbindung der devonischen Bildungen des Szendrőer Gebirges muss vom Gesichtspunkte der Sedimentationsbildung aus in der Richtung der devonischen Ausbildungen in den Ost-Alpen gesucht werden, obwohl die Schichtserie weder in ihrer Gesamtheit noch in den einzelnen Schichtgruppen mit irgend einer der alpinen devonischen Ausbildungen restlos identifiziert werden kann. Betrachtet man aber die zeitlichen Veränderungen der Typen von der Sedimentationsbildung, so ist die Verwandtschaft mit dem Grazer Devon am meisten auffallend. Die crinoideen-tabulatenführende Schichtgruppe des Szendrőer Gebirges ist mit der mitteldevonischen Ausbildung im Burgenland verwandt, aber die genaue stratigraphische Lage dieser vereinzelt stehenden devonischen Schollen sowie ihre Beziehungen nur wenig bekannt sind. Das Liegende der drei devonischen Grazer Infrazonien – ähnlich dem des Szendrőer Gebirges – wird von einem Schieferkomplex gebildet, bei uns fehlen aber (oder sind nicht aufgeschlossen) die Basisvulkanite, die im Liegenden der Kalksteinfazies erscheinen. Vom Gesichtspunkte der karbonischen Ausbildung kann die Szendrőer Schichtserie mit dem basalen Glied der Hochlantsch-Fazies (mikritischer Kalkstein, Mergelschiefer, Abwechslung von Dolomit und Sandstein mit spilithischen, diabasischen Schichten) verglichen werden. In einigen Merkmalen steht sie auch der Tonschiefer-Infrazonien nahe.

DIE STRUKTUR DES GEBIRGES

Das Szendrőer Gebirge stellt das gehobene NE-liche Glied eines annähernd NE–SW-lich streichenden paläozoischen Streifens dar. Es bildet zusammen mit dem von ihm in SW-licher Richtung liegenden (und gleichaltrigen, allfällig karbonischen) Upponyer Gebirge, mit dem es durch eine aus dem Grunde des Borsoder Braunkohlenbeckens bekannte und in einem verschiedenen Masse gehobene Schollenreihe verbunden ist, einen zusammenhängenden paläozoischen Rücken. Die altpaläozoische Ausbildung vom „Szendrőer Typus“ wird vom Rudabányaer Gebirge entlang einer NE–SW-lich verlaufenden tektonischen Zone abgegrenzt. Entlang dieser tektonischen Zone ist die triadische Schichtreihe des Rudabányaer Gebirges zum Teil über das Szendrőer Paläozoikum geschoben. Eine Fortsetzung dieser Zone in NE-licher Richtung vom Rudabányaer Gebirge dürfte wohl angenommen werden. Bis jetzt dürfte man die Verbreitung des devonischen Grundgebirges vom Szendrőer Typus bis in die geographische Höhe von Tornabarakony als bewiesen annehmen. Nach E hin zieht sich das Grundgebirge, ebenfalls entlang von NE–SW-lichen Brüchen, bis zum tektonischen Graben der Hernád-Linie, wo es nach den Ergebnissen der seismischen Messungen in eine Tiefe von 2–3000 m hinuntersackt. Die Anwesenheit des Grundgebirges kann auch im Liegenden des vulkanischen Komplexes vom Tokajer Gebirge (im W-lichen Teil des Gebirges) sowie im Untergrund der Szerencser Hügellandschaft vermutet werden. Seine S-liche Grenze wird von der E–W-lich ablaufenden Miskolczer Bruchlinie gebildet. Die in der Nähe dieses Bruches abgeteufte Bohrung Alsóvadász Nr. 1 erreichte vermutlich in ihrer tiefsten Lage (1034,5 m) die Ausbildung vom Szendrőer Typus. Nach S hin sinkt das Gebirge in mehrere Blöcke aufgespaltet in die Tiefe ab und in diesem Vorgang spielen die E–W-lichen und NNE–SSW-lichen Brüche ungefähr eine gleich grosse Rolle.

Die Struktur des hochgehobenen Gebirgskernes scheint eine solche dreigeteilte Monoklinale zu sein, in der sich dem zentralen klastischen Teil zwei Kalksteinzüge anschliessen, der eine im N, der andere im S. Die Grenze der Komplexe im Verhältnis zur Ganzheit des Gebirges ist nicht von tektonischer Natur, nur anlässlich der Stauung des Gebirges bildete sich – infolge der unterschiedlichen Kompetenz der Schichtkomplexe – entlang der S-lichen Grenzlinie des Zuges eine Störungszone und an der N-lichen Grenzlinie eine Schuppung. Diese letztere trifft aber sowohl den klastischen wie auch den Kalksteinkomplex an.

Aufgrund der Parallelisierungsmöglichkeit bzw. der symmetrischen Lage der als identisch betrachteten geologischen Bildungen des N-lichen und des S-lichen Gebietes kann es als bewiesen betrachtet werden, dass die monoklinale Struktur des Gebirges eine in NW-licher Richtung aufgestaute Antiklinalstruktur in sich birgt. Der Kern der Antiklinale sowie der S-liche (SE-liche) Flügel sind an der Oberfläche in einer grösseren Verbreitung bekannt, während sich der grössere Teil des N-lichen Flügels im Pleistozän nicht mehr ausgehoben, sondern den Grund der N-lichen Hügellandschaft gebildet hat.

Die devonische Schichtserie von Szendrő scheint aufgrund ihrer tektonischen Struktur und des niedrigen Grades der Umwandlung ihrer Bildungen keinen eugeosynklinalen Ursprung zu haben. Es ist wahrscheinlicher, dass sie zwischen devonischen Geosynklinalen der Alpen und dem Seichtmeer der Russischen Tafel zur Ablagerung gelangte, ähnlich dem Übergangstypus der mittel- und oberkarbonischen Ausbildung des Bükkgebirges.

In der tektonischen Entwicklung des Gebirges können folgende Abschnitte unterschieden werden:

1. Die Auffaltung der devonischen Schichtreihe ist wahrscheinlich die Folge der sudetischen Orogenphase.
2. Das Alter der Umwandlung schwachen Grades von den Gesteinen kann nicht genau festgestellt werden. Wahrscheinlich hängt es mit einer jüngeren varistischen Phase zusammen, aber auch der Einfluss einer alten alpidischen Phase kann nicht von vornherein abgelehnt werden.
3. Die endgültige Erhebung des altpaläozoischen Streifens ist entweder mit den jungkimmerischen oder den austriischen Bewegungen in Verbindung zu bringen; zur Zeit der Auffaltung der Bildungen des Bükker Ablagerungsraumes spielte er bereits die Rolle einer Einheit, die starr und ausgehoben war und die Bükker Faltung passive beeinflusste.
4. Die nach NW gerichtete Stauung der altpaläozoischen Bildungen, das Zustandekommen der monoklinalen Struktur, die dadurch erfolgte neuerliche Faltung, Aufschuppung und Querschieferung sind wahrscheinlich mit den savischen Bewegungen zu verknüpfen. Im Laufe dieser Phase wurde das Szendrőer Gebirge nach NW hin, an die ausgehobene Masse des Rudabányaer Gebirges hingepresst, ja sogar teilweise darüber aufgeschuppt. Im N-lichen Teil des Gebirges sind die inkompetenten Schichten des zentralen klastischen Komplexes auf die Übergangsschichtgruppe und diese wiederum auf die Bildungen der Rakacaer Marmorschichtgruppe entlang nach SE einfallender Aufschuppungsebenen geschuppt. Diese strukturelle Gestaltung dürfte ebensowohl durch die Aushebung des „Bükker Streifens“ im Paläogen als auch durch die Unterschiebung des triadischen Zuges von Rudabánya hervorgerufen worden sein.
5. Die sich am N-lichen und W-lichen Gebirgsrand ausgestaltete gestörte Schuppenzone ist am Anfang des Miozäns grabenartig eingesunken. In der auf diese Weise entstandenen Senkung bildete sich im Laufe des Burdigals eine grobklastische Schichtserie aus, die mitunter auch eine Mächtigkeit von 200 m erreicht. Der heutige S-liche und SE-liche Gebirgsrand ist in einem stärkeren Masse, der heutige Gebirgskern dagegen in einem schwächeren Masse gesunken. Zur Zeit des Burdigals muss eine veränderliche Tiefe des Streifens bei einer einheitlichen Bedeckung vom Wasser angenommen werden.
6. Im Laufe des Helvets bildete der heutige Gebirgskern sowie das E-liche und N-liche Vorland des Gebirges ein Festland. Im heutigen S-lichen Teil nach dem Inneren des Gebirges zu sind die ufernahen Bildungen bis zur Linie Szendrőlád – Abod bekannt. — Im Torton waren sowohl das Gebirge als auch seine ganze heutige Beckenumgebung in einer gehobenen Lage. In die terrestrische Periode des Torton gehört auch die Bildung des mittleren Rhyolithuffs. Als eine Wirkung der steirischen orogenetischen Phase kann auch die in NW–SE-licher (also der savischen Bewegung entgegengesetzten) Richtung erfolgte Überschiebung des SE-lichen Randes vom Rudabányaer Gebirge auf die Szendrőer paläozoische Schichtserie betrachtet werden. Die Bohrung Rb. Nr. 463 durchquerte unter den ladinischen Schiefen eine untermiozäne, darunter wieder eine ladinische und dann eine paläozoische Schichtserie (vermutlich den oberen klastischen Komplex). Zur Zeit des Sarmats muss sich der Gebirgskern in einer ausgehobenen Lage befunden haben, seine heutige Beckenumgebung und der S-liche Teil des Gebirges waren zeitweise vom Wasser bedeckt. So fiel der oberste Rhyolithuff in der Beckenumgebung teilweise ins Wasser, im Gebirgsinneren aber auf das Festland.
7. Im Pannon begannen die Teile des altpaläozoischen Streifens differenziert zu sinken.
8. Die endgültige Erhebung des Gebirgskernes erfolgte entlang der sich erneuerten Brüche des Gebirgsrandes im Laufe des Pleistozäns.

Die Bruchrichtungen des Gebirges bilden mit den N–S-lichen bzw. E–W-lichen Streichrichtungen einen Winkel von 10–25° (also sie sind nach NNE–SSW-lich bzw. NNW–SSE-lich, ferner ENE–WSW-lich, bzw. WNW–ESE-lich gerichtet). Die Streichrichtungen laufen parallel mit dem Streichrichtungen der Falten des Gebirges ab oder aber sie stehen rechteckig zu diesen Richtungen. Sie sind als konservative Formen anzusehen, die das erste Mal vermutlich im Laufe der Auffaltung der altpaläozoischen Bildungen aufgetreten sind und sich dann des öfteren erneuerten. Das Alter der Brüche kann, in Betracht des Fehlens von Deckschichten, nicht festgestellt werden.

Entlang von Brüchen, die mit den N–S-lichen bzw. E–W-lichen Randverwerfungen parallel abliefern, erfolgten im Inneren des Gebirges verhältnismässig nur geringe vertikale Bewegungen.

W-lich vom W-lichen Gebirgsrand beträgt das Mass der entlang der N–S-lichen Brüche erfolgten Bewegungen 50–200 m, während nach E hin entlang von Brüchen das Grundgebirge stufenweise in eine Tiefe von 2–3000 m abgesackt ist. Das Mass der vertikalen Bewegungen, die entlang der E–W-lichen Brüche vor sich gegangen sind, war sowohl im N-lichen als auch im S-lichen Vorraum bedeutend. Nach S hin gelangte das Grundgebirge infolge der entlang der beiden Hauptbruchlinien erfolgten Bewegungen in eine Tiefe von 1000 m. Nach N hin erreichte die Tiefbohrung Tornabarakony Nr. 1 (etwa 1 km S-lich vom Aufbiss der Trias von Rudabánya) das paläozoische Grundgebirge in einer Tiefe von 371,0 m.

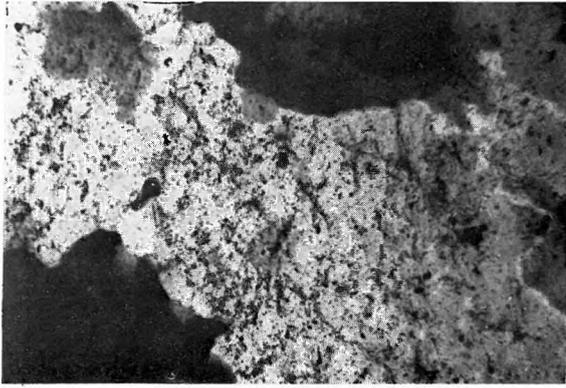
Aufgrund der abweichenden Ausbildungsmerkmale und der Mächtigkeit der jungtertiären Bildungen ist es anzunehmen, dass im Laufe des Neogens die von diesen beiden Bruchlinien abgegrenzten Blöcke sich ungleichmässig gesenkt und gehoben haben, der heutige Gebirgskern aber nie in solchem Masse gesunken ist, wie die übrigen Teile des altpaläozoischen Streifens, die heute den Grund der Hügellandschaft von Cserehát darstellen.

TÁBLÁK – TAFELN

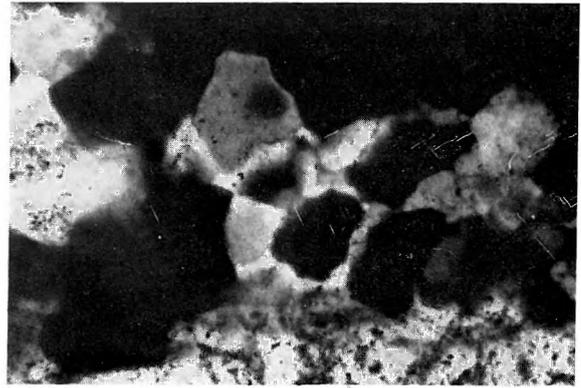
I. TÁBLA — TAFEL I

Központi törmelékes összlet
Zentraler klastischer Komplex

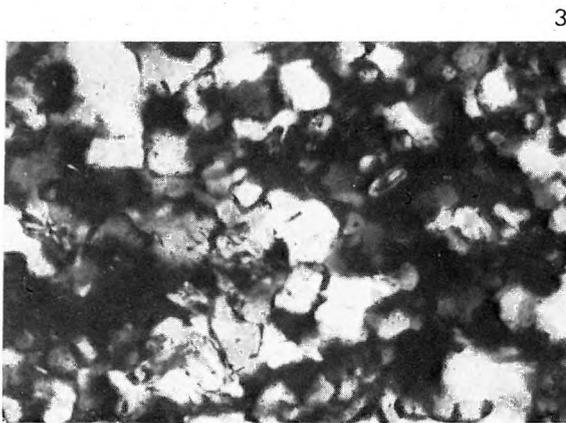
1. Kvarcit. — Quarzit. 63×, +N
Galvács
2. Kvarcit, kataklázos szemcseperemmel. — Quarzit mit einem kataklasischem Körnerrand. 40×, +N
Galvács
3. Homokkőkvarcit. — Sandsteinquarzit. 40×, +N
Királykút-puszta
4. Aleurolitpala. — Aleurolitschiefer. 63×, +N
Köves-hegy
5. Szericites homokkő. — Serizitischer Sandstein. 63×, +N
Köves-hegy
6. Finomszemcsés szericites homokkőpala. — Feinkörniger serizitischer Sandsteinschiefer. 40×, +N
Tátra-hegy



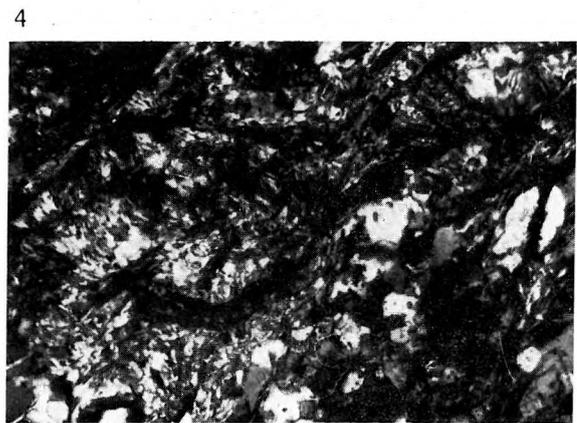
1



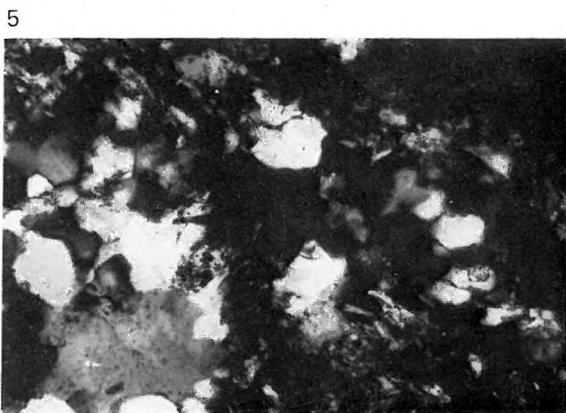
2



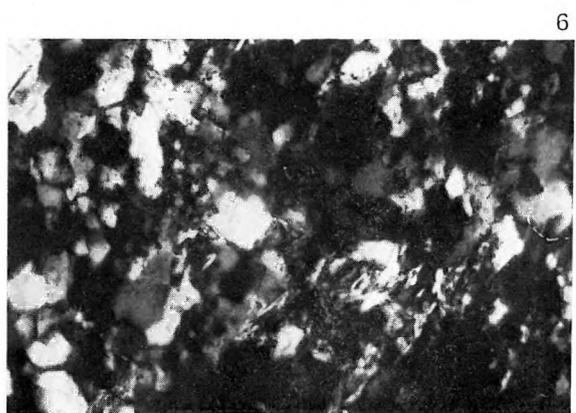
3



4



5



6

II. TÁBLA — TAFEL II

Központi törmelékes összlet (1–2.). Mészkö összlet, átmeneti rétegcsoport (3–5.)
Zentraler klastischer Komplex (1–2). Kalksteinkomplex, Übergangsschichtgruppe (3–5)

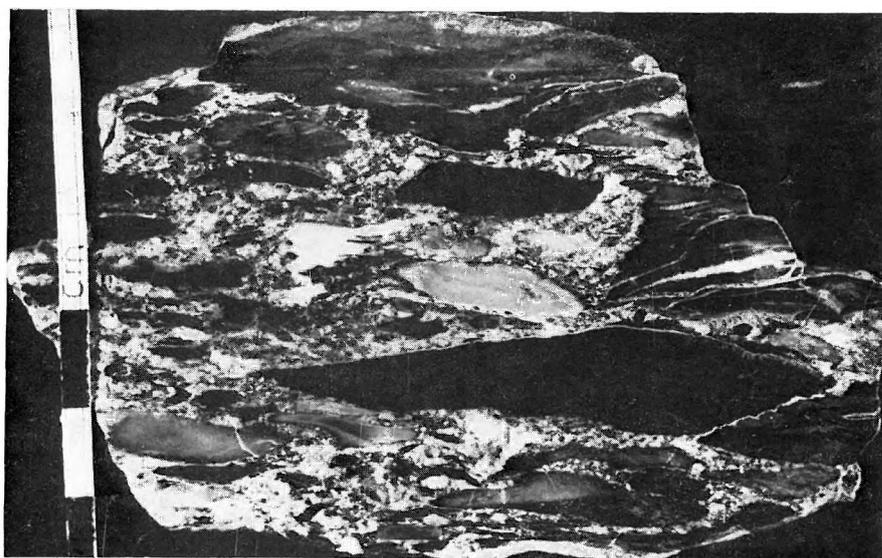
1. Aleurolitpala, rekrisztallizált kvarclencsével. — Aleurolitschiefer mit einer rekrystallisierten Quarzlinse.
63×, +N
Tátra-hegy
2. Szericites aleurolitpala, kis csoportokat alkotó regenerációs kvarccal. — Serizitischer Aleurolitschiefer mit Regenerationsquarz, der kleine Gruppen bildet. 40×, +N
Magyarkosár-hegy
3. Intrakonglomerátum. — Intrakonglomerat.
Rakacszend, Kopasz-hegy
4. Aleurolitpala kavicsa mikrokristályos mészkö alapanyagban (intrakonglomerátum). — Schotter vom Aleurolitschiefer in der mikrokristallinen Kalksteingrundmasse (Intrakonglomerat). 25×, +N
Rakacszend, Kopasz-hegy
5. Sötétszürke, lemezes, crinoideás mészkö. — Dunkelgrauer, blätteriger, crinoideenführender Kalkstein.
63×, +N
Rakacszend, Kopasz-hegy



1

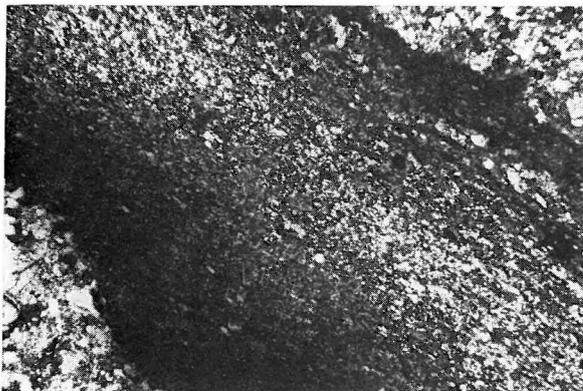


2

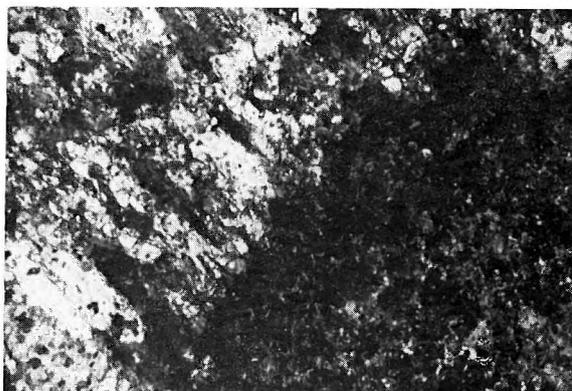


3

4



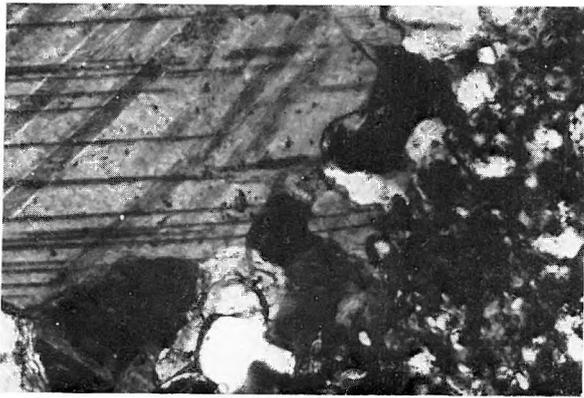
5



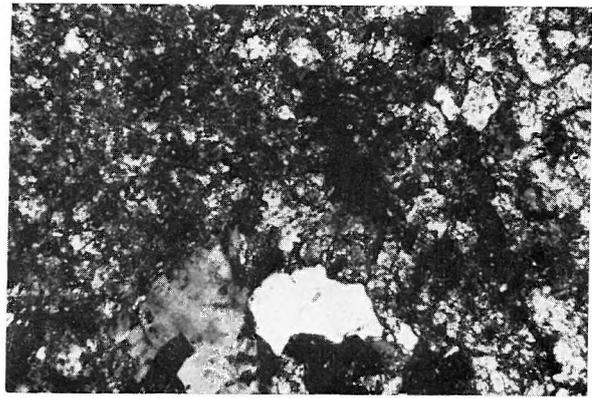
III. TÁBLA — TAFEL III

Mésző ősszet, átmeneti rétegcsoport
Kalksteinkomplex, Übergangsschichtgruppe

1. Fekete, lemezes mészkő, átkristályosodott Crinoidea-töredékekkel. — Schwarzer, blättriger Kalkstein mit dem umkristallisierten Crinoideen-Rest. 63×, +N
Magyarkosár-hegy
2. Sötétszürke mikrokristályos mészkő, regenerációs kvarczszemesékekkel. — Dunkelgrauer, mikrokristalliner Kalkstein mit Regenerationsquarzkörnern. 63×, +N
Rakacaszend, Kopasz-hegy
3. Sötétszürke, jól rétegzett, finomszemesés, kristályos mészkő. — Dunkelgrauer, gut geschichteter, feinkörniger, kristalliner Kalkstein. 40×, +N
Rakacaszend, műút bevágása — Einschnitt der Chaussee
4. Sötétszürke, lemezes crinoideás mészkő-betelepülés dolomitoidott mészkőben. — Einlagerung von dunkelgrauem, blättrigem, crinoideenführendem Kalkstein im dolomitisierten Kalkstein. 40×, +N
Rakacaszend, műút bevágása — Einschnitt der Chaussee
5. Sötétszürke, mikrokristályos, dolomitoidott mészkő Crinoidea-nyéltag hosszmetézzel. — Dunkelgrauer, mikrokristalliner, dolomitisierte Kalkstein mit dem Längsschnitt eines Crinoideen-Stielgliedes. 25×, +N
Rakacaszend, Kopasz-hegy
6. Crinoidea-átmetézzel dolomitoidott mészkőben. — Crinoideen-Querschnitt im dolomitisierten Kalkstein. 40×, +N
Rakacaszend, Kopasz-hegy

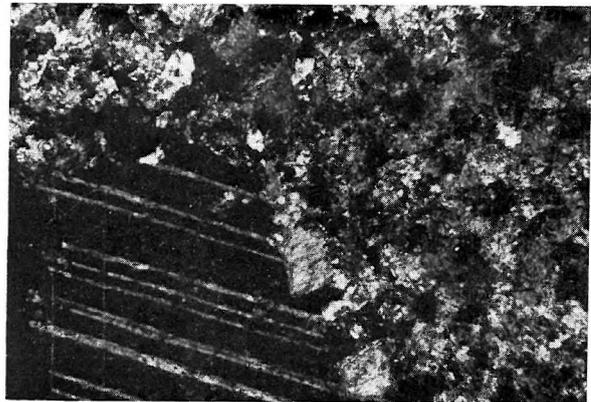
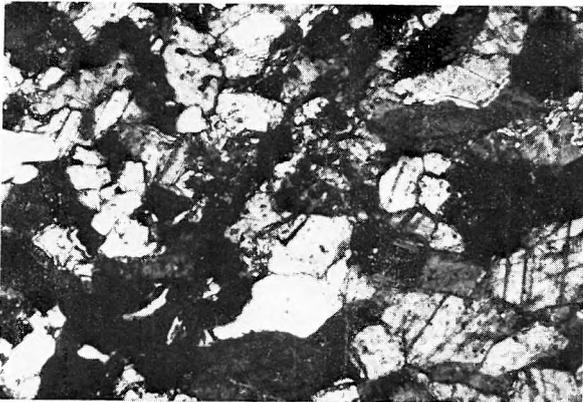


1

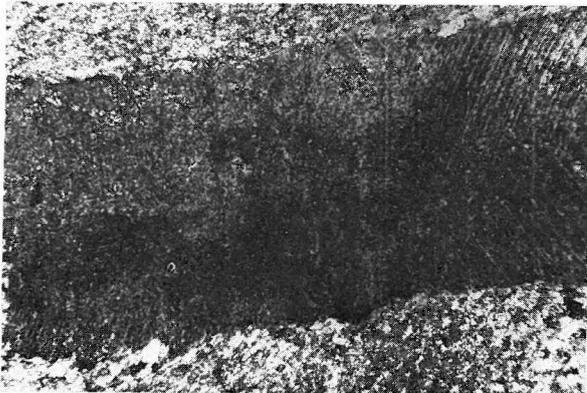


2

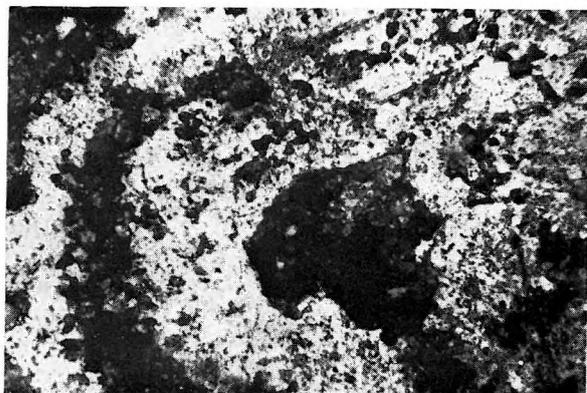
3 4



5



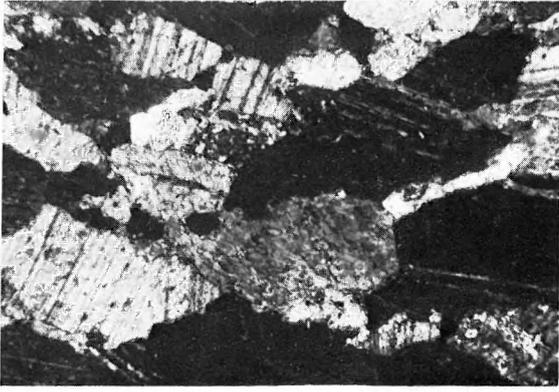
6



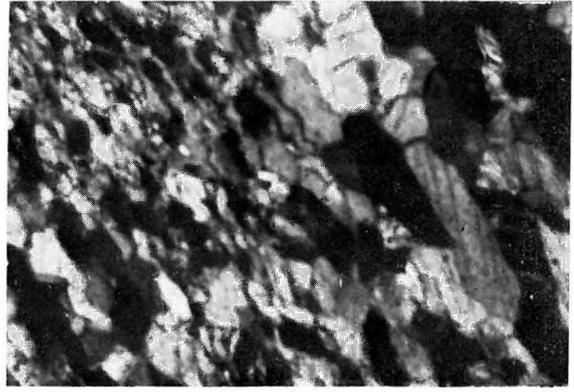
IV. TÁBLA — TAFEL IV

Mésző összetet, rakacai márvány rétegesoport
Kalksteinkomplex, Rakacaer Marmorschichtgruppe

1. Középszemesés, kristályos mészkő (világos rakacai márvány). — Mittelkörniger, kristalliner Kalkstein (heller Rakacaer Marmor). 40×, +N
Rakacaszend, műút melletti mészkőbánya — Kalksteinbruch neben der Chaussee
2. Finomszemesés, kristályos mészkő, durvább, kristályos lencsével (világos rakacai márvány). — Feinkörniger, kristalliner Kalkstein mit einer Linse vom gröberkörnigen Kalkstein (heller Rakacaer Marmor). 40×, +N
Rakacaszend, műút melletti mészkőbánya — Kalksteinbruch neben der Chaussee
3. Finomszemesés márvány. — Feinkörniger Marmor. 40×, +N
Rakacaszend, Kopasz-hegy
4. Középszemesés márvány. — Mittelkörniger Marmor. 40×, +N
Meszes, Várhegy
5. Közép-durvaszemesés márvány. — Mittel-grobkörniger Marmor. 40×, +N
Rakacaszend, műút melletti mészkőbánya — Kalksteinbruch neben der Chaussee
6. Mikrokristályos mészkő, durvább, kristályos sávval. — Mikrokristalliner Kalkstein mit einem gröber kristallinen Streifen. 40×, +N
Rakacaszend, műút melletti mészkőbánya — Kalksteinbruch neben der Chaussee

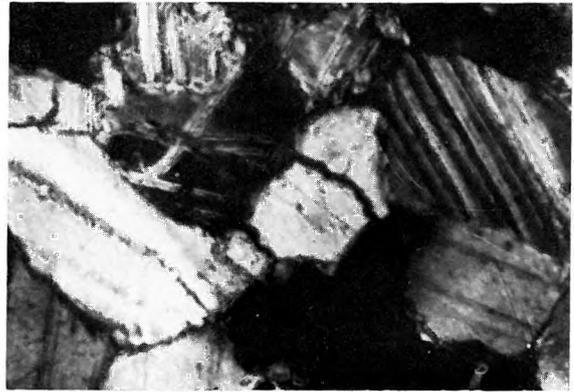
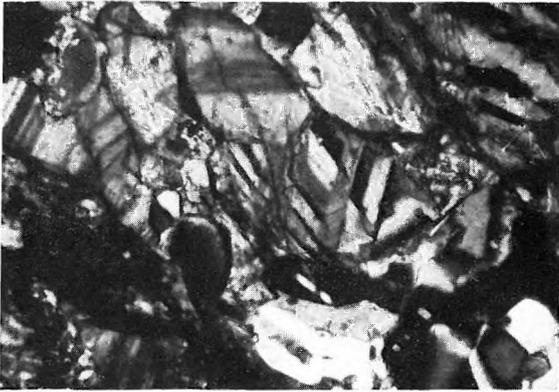


1

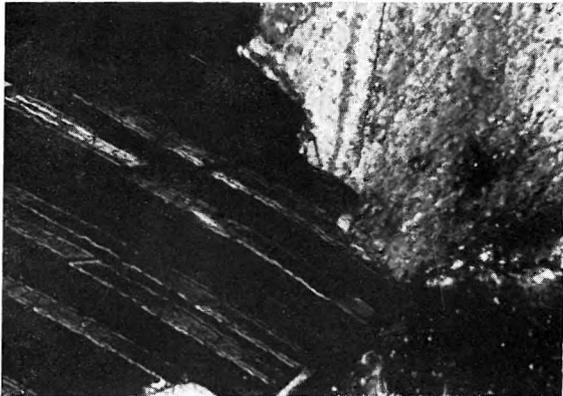


2

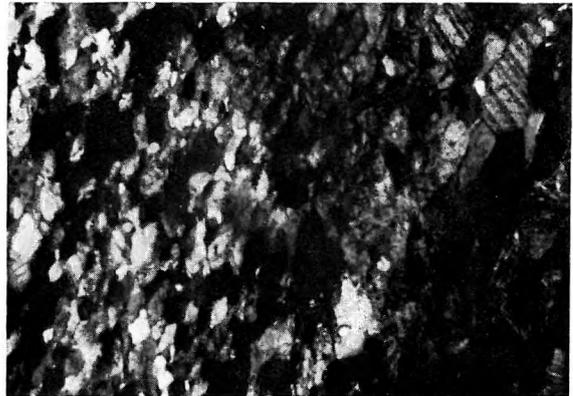
3 4



5



6



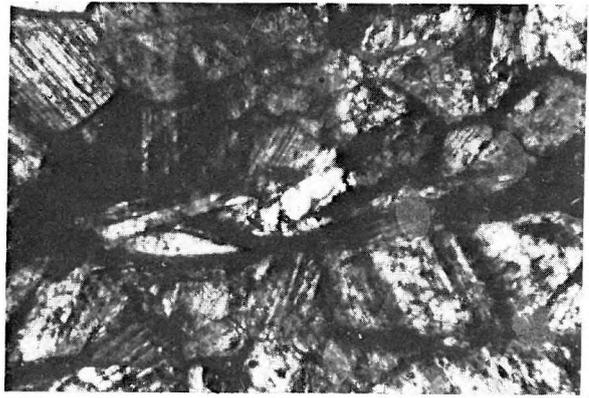
V. TÁBLA — TAFEL V

Mészko összeslet, rakacai márvány rétegesoport, B) kifejlődési terület
Kalksteinkomplex, Rakacaeer Marmorschichtgruppe, B) Ausbildungsgebiet

1. Szericitlencsés mészkő. — Kalkstein mit Serizitlinsen. 40 ×, +N
Szendrői-Várhegy, nagy kőfejtő — Grosser Steinbruch
2. Szericitlencsés mészkő. — Kalkstein mit Serizitlinsen. 63 ×, +N
Szendrői-Várhegy, ÉK-i kis kőfejtő — NE-licher kleiner Steinbruch
3. Tufás (?) mészkő, zárványkoszorús kvarccal. — Tuffiger (?) Kalkstein, darin Quarz mit einem Einsprenglingskranz. 63 ×, +N
Szendrői-Várhegy, nagy kőfejtő — Grosser Steinbruch
4. Tufás (?) mészkő. — Tuffiger (?) Kalkstein. 63 ×, +N
Szendrői-Várhegy, nagy kőfejtő — Grosser Steinbruch
5. Sárga, vastagréteges, kristályos mészkő. — Gelber, dickgeschichteter, kristalliner Kalkstein. 63 ×, +N
Szendrői-Várhegy, nagy kőfejtő — Grosser Steinbruch
6. Fehér márvány. — Weisser Marmor. 40 ×, +N
Szendrőlád, kecskés-hegyi márványbánya — Marmorgrube am Keckés-Berg



1



2

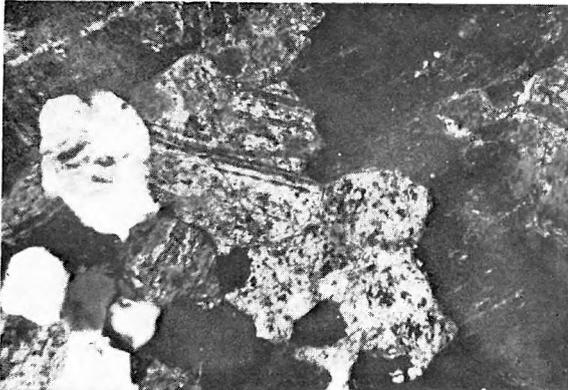
3



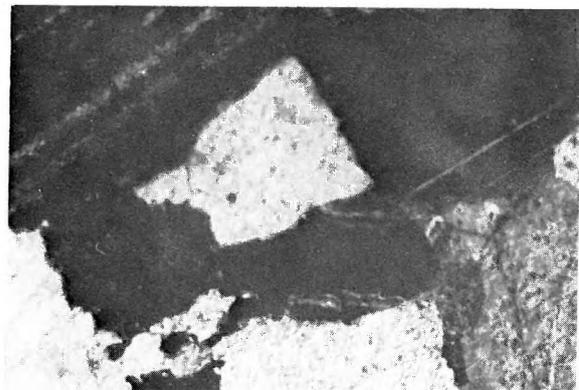
4



5



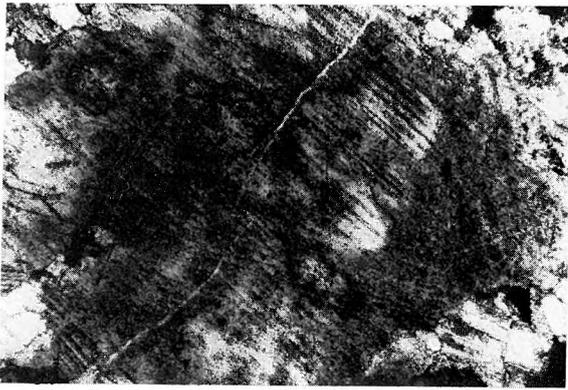
6



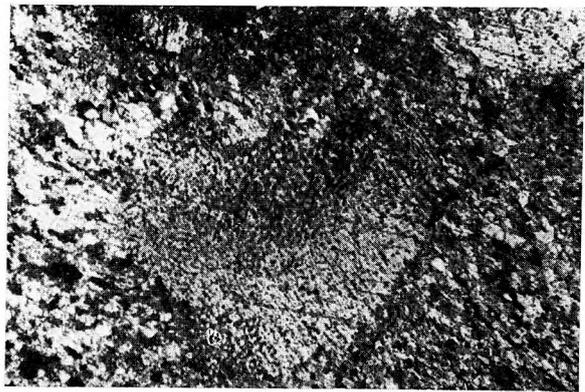
VI. TÁBLA — TAFEL VI

Mészko' osszlet, rakacai márvány rétegesoport, B) kifejló'lési terület
Kalksteinkomplex, Rakacacsr Marmorschichtgruppe, B) Ausbildungsgebiet

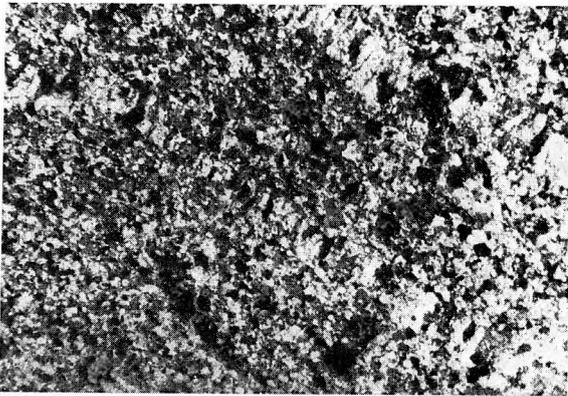
1. Crinoidea-metszet fehér márványban. — Crinoideen-Querschnitt im weissen Marmor. 25 ×, + N
Szendrólád, kecskés-hegyi márványbánya — Marmorgrube am Kecskés-Berg
2. Crinoidea-metszet sárga, vastagréteges, kristályos mészkőben. — Crinoideen-Querschnitt im gelben, dickgeschichteten, kristallinen Kalkstein. 25 ×, + N
Szendrólád, kecskés-hegyi márványbánya — Marmorgrube am Kecskés-Berg
3. Brachiopoda (?) -metszet sárga, vastagréteges, kristályos mészkőben. — Brachiopoden (?) -Querschnitt im gelben, dickgeschichteten, kristallinen Kalkstein. 25 ×, + N
Szendrólád, Bük-hegy
4. Szerves maradvány (?) sárga, vastagréteges, kristályos mészkőben. — Organischer Rest (?) im gelben, dickgeschichteten kristallinen Kalkstein. 25 ×, + N
Szendrólád, Kakaskó
5. Világossárga, lemezes mészkő. — Hellgelber, blättriger Kalkstein. 40 ×, + N
Szendrólád, Bük-hegy
6. Világossárga, lemezes, kristályos és mikrokristályos mészkő. — Hellgelber, blättriger, kristalliner und mikrokristalliner Kalkstein. 25 ×, + N
Szendrólád, Bük-hegy



1



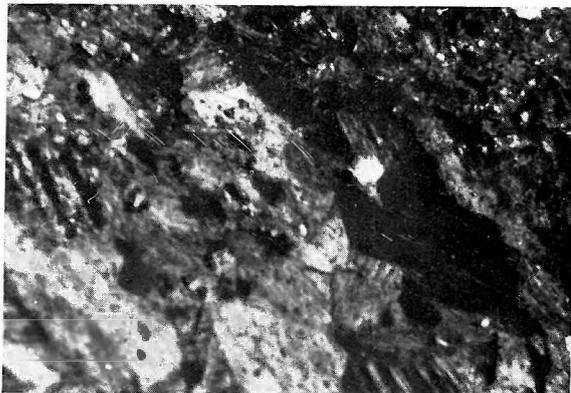
2



3



4



5



6

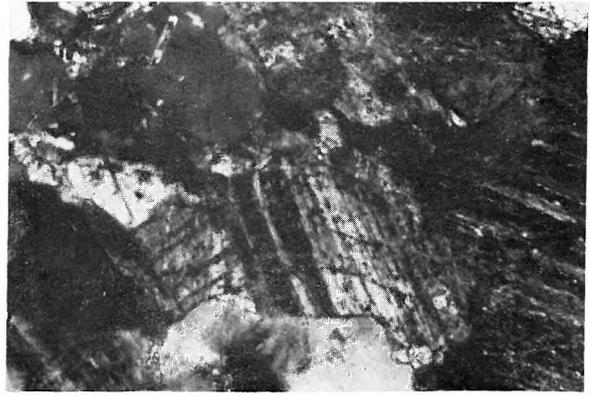
VII. TÁBLA — TAFEL VII

Mészkö összlet, rakacai márvány rétegesoport, C) legfiatalabb rétegtag (1–2.),
 erinoideás–tabulatás mészkő rétegesoport (3–6.)
 Kalksteinkomplex, Rakacser Marmorschichtgruppe, C) jüngstes Schichtglied (1–2),
 erinoideen-tabulatenführende Kalksteinschichtgruppe (3–6)

1. Középszemesés kristályos mészkő (sötétszürke rakacai márvány). — Mittelkörniger kristalliner Kalkstein (dunkelgrauer Rakacser Marmor). 40×, +N
 Szendrőlád, Mészégető-völgy
2. Középszemesés márvány (sötétszürke rakacai márvány). — Mittelkörniger Marmor (dunkelgrauer Rakacser Marmor). 40×, +N
 Szendrő, kis-somos-hegyi mészkőbánya — Kalksteinbruch am Kis-Somos-Berg
3. Középszemesés erinoideás–tabulatás mészkő. — Mittelkörniger erinoideen-tabulatenführender Kalkstein. 40×, +N
 Szendrőlád, Gordonyos-bérc
4. Mikrokristályos mészkő, átkristályosodott szerves maradvánnyal. — Mikrokristalliner Kalkstein mit einem umkristallisierten organischen Rest. 40×, +N
 Szendrőlád, Irnak-hegy
5. Mészpala, limonitos-agyagos sztilolittal. — Kalkschiefer mit limonitisch-tonigen Styolithen. 40×, +N
 Szendrőlád, Irnak-hegy
6. Mészpala, regenerációs kvarcesoportékkal. — Kalkschiefer mit Gruppen vom Regenerationsquarz. 40×, +N
 Szendrőlád, Irnak-hegy



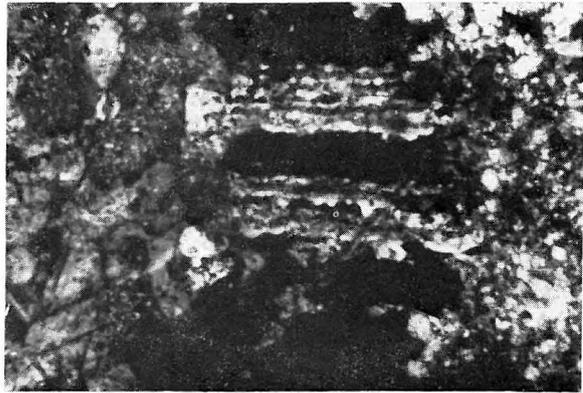
1



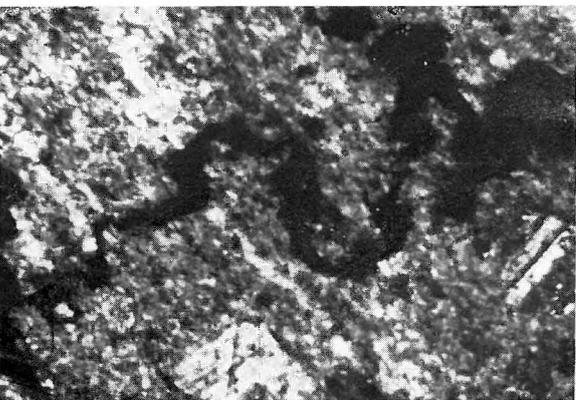
2



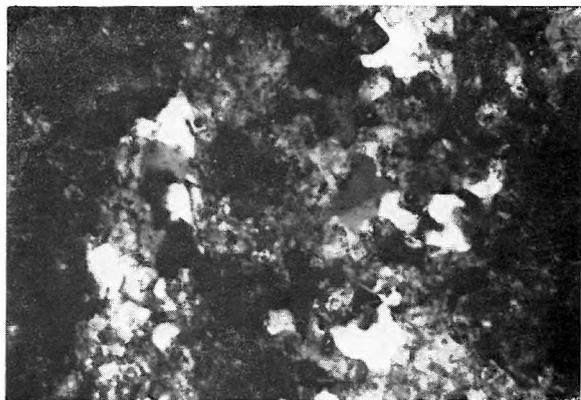
3



4



5

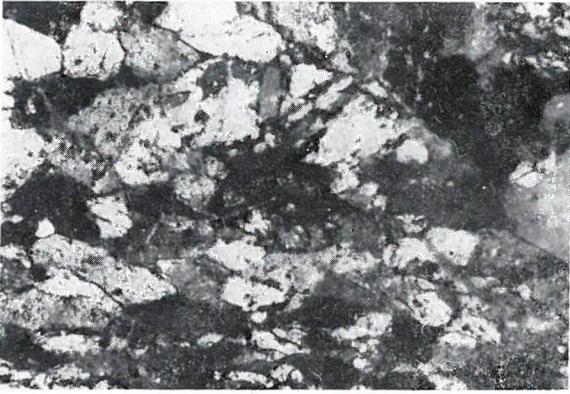


6

VIII. TÁBLA — TAFEL VIII

Mészkö összlet, crinoideás – tabulatás mészkő rétegcsoport (1–4.), felső törmelékes rétegcsoport (5–6.)
 Kalksteinkomplex, crinoideen-tabulatenführende Kalksteinschichtgruppe (1–4),
 obere klastische Schichtgruppe (5–6)

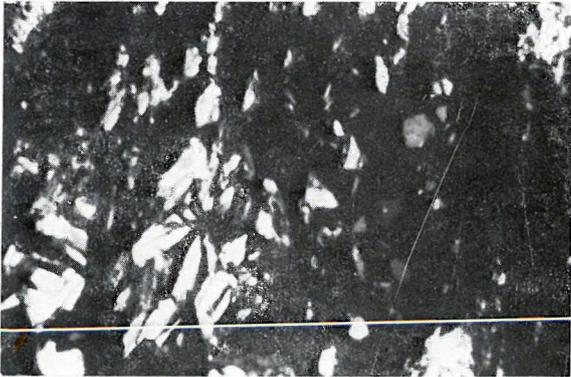
1. Meszes aleurolitpala, Crinoidea-átmetszettel. — Kalkiger Aleurolitschiefer mit einem Crinoideen-Querschnitt. 40×, +N
 Szendrőlád, Irnak-hegy
2. Finomszemcsés homokkőpala, szericitesedett földpáttal. — Feinkörniger Sandsteinschiefer mit sericitisiertem Feldspat. 63×, +N
 Szendrőlád, Irnak-hegy
- 3–4. Tabulata-töredék. — Tabulaten-Bruchstück. 32×, 3: +N, 4: ||N
 Irotától Ny-ra levő kőfejtősor DK-i fejtője — SE-licher Bruch der von Irota nach W gelegenen Steinbruchreihe
- 5–6. Grafitosodott növényi töredék kvarcitos homokkőpalából. — Graphitisiertes Pflanzen-Bruchstück aus dem quarzitären Sandsteinschiefer. 32×, 5: +N, 6: ||N
 Gadna, Nagy-völgy



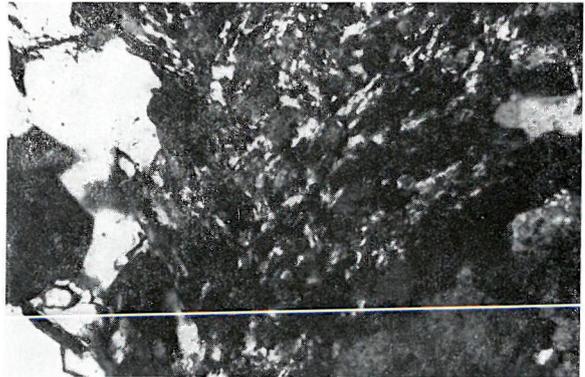
1



2



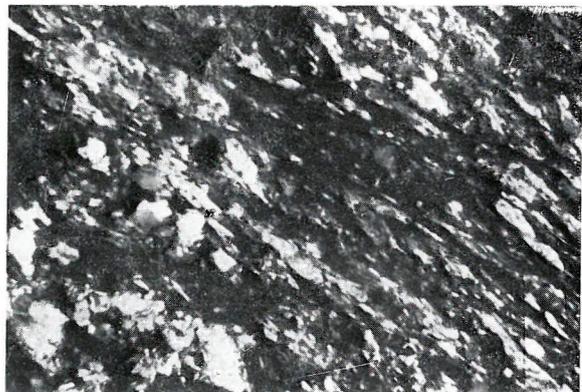
3



4



5

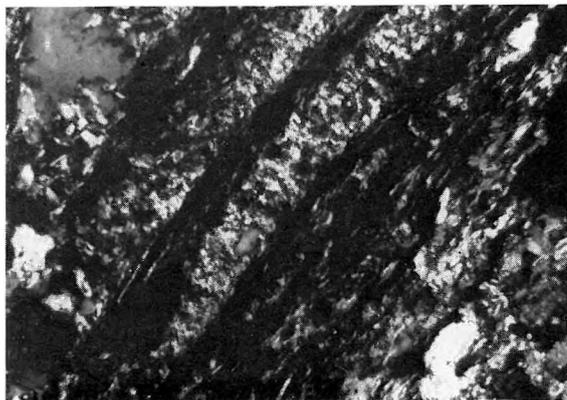


6

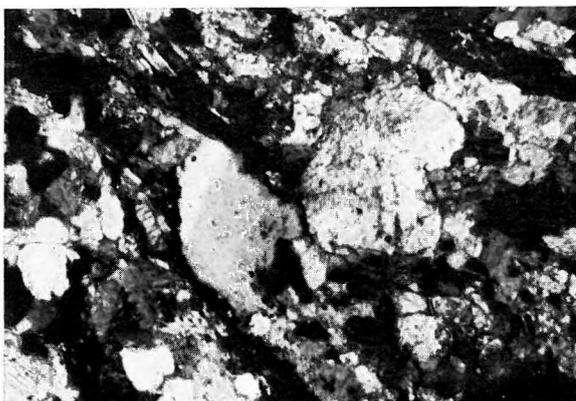
X. TÁBLA — TAFEL X

Mészkö összlet, felső törmelékes rétegesoport
Kalksteinkomplex, obere klastische Schichtgruppe

1. Homokkőpala és grafitos agyagpala, kvarcitlensékekkel. — Sandsteinschiefer und graphitischer Tonschiefer mit Quarzitlinsen. 40×, +N
Gadna, Cigány-hegy
2. Mészmentes, szericites homokkőpala. — Kalkfreier, serizitischer Sandsteinschiefer. 40×, +N
Gadna, Cigány-hegy
- 3–4. Grafitos agyagpala, konform kvarclensékekkel, gyűrt, limonittal átitatott krisztallizációs palássági síkokkal. — Graphitischer Tonschiefer mit konformen Quarzlinsen und gefalteten, limonitdurehtränkten Flächen der Kristallisationsschieferung. 40×, 3: ¶N, 4: +N
Gadna, Nagy-völgy
5. Kvarcit. — Quarzit. 25×, +N
Gadna, Nagy-völgy
6. Hidrotermásan elbontott agyagpala. — Hydrothermal zersetzter Tonschiefer. 40×, +N
Irota, Templomdomb D-i része — S-licher Teil des Templom-Hügels



1

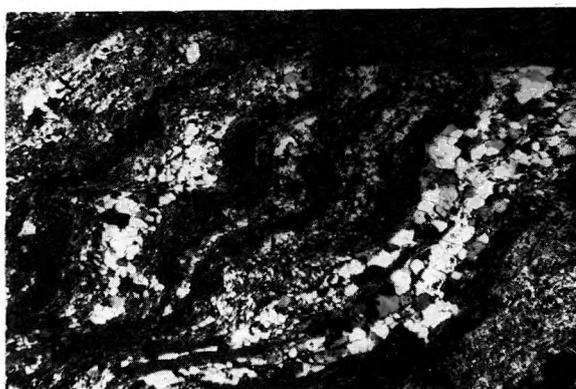


2

3



4



5



6

