

## ABLAGERUNGEN DER KUNSAĞ-STUFE (PANNONIEN S. STR.) AUF DER GROSSEN UNGARISCHEN TIEFEBENE

VON

I. BÉRCZI—V. DANK—I. GAJDOS—S. PAP—I. RÉVÉSZ—K. SZENTGYÖRGYI—  
L. VÖLGYI

### Einleitung

Auf der Grossen Ungarischen Tiefebene machen einen beträchtlichen Teil des Jungtertiärs die Ablagerungen der Kunság-Stufe (Pannonien s. str.) aus. Die regelmässigen Erkundungsarbeiten auf Erdöl und Erdgas haben es ermöglicht, diese Ablagerungen kennenzulernen und zu erschliessen. Aufgrund der Angaben der bereits vor ca. einem halben Jahrhundert abgeteuften ersten Bohrungen war es zu vermuten, dass der heute Pannonien s. str. genannte Schichtenkomplex mächtiger ist, als es früher angenommen war. Die genaueren Verbreitungs- und Mächtigkeitsverhältnisse dieser Ablagerungen konnten erst in jüngster Zeit näher festgestellt werden. (Serie der geologischen Karten über die Pannonien s. str. Ablagerungen Ungarns.)

Die mehreren tausend Tiefbohrungen, die das Pannonien s. str. (Kunság Stufe) durchteuft hatten, tasteten ein tektonisch stark gegliedertes Liegendes ab. Die strukturelle Lage des Liegenden, die Gliederung der Schichtenfolgen und die Faziesbeziehungen beweisen, dass die mit jüngeren Ablagerungen vollkommen bedeckten Pannonien s. str.-Schichten die schneller absinkenden Tiefzonen ausgefüllt haben, die durch Rückenzüge von mässigerer Untergrundbewegung voneinander getrennt sind. Diese beiden morphologischen Regionen verbindet ein Übergangstiefenbereich mit einem ebenfalls gegliedertem Untergrund und einer im Übergangsstadium befindlichen tektonischen Lage und Absenkungsgeschichte.

Wegen der sich auf das ganze Beckensystem auswirkenden kontinuierlichen Absenkung weist die gegenwärtige Strukturlage der Ablagerungen einen engen Zusammenhang mit den paläogeomorphologischen Verhältnissen, was auch mit der Anordnung der Fazies kontrolliert werden kann.

In Abhängigkeit von den entwicklungsgeschichtlichen Ereignissen und der Lage innerhalb des Sedimentationsbeckens lassen sich beträchtliche Mächtigkeitsunterschiede zwischen den einzelnen Schichtenkomplexen des Pannonien s. str. beobachten (150—3500 m) (Abb. 1.).

### Allgemeine Charakterzüge

#### Lagerungsverhältnisse

Es sind zwei Lagerungsformen der Ablagerungen der Kunság Stufe im Beckensystem der Grossen Ungarischen Tiefebene bekannt. Über den wesentlich älteren — zumeist proterozoisch-mesozoischen — Bildungen folgen die Basalschichten des Pannonien s. str. mit Diskordanz, die Sarmatschichten

werden dagegen ohne Zeichen einer Unterbrechung der Sedimentation von denselben Schichten überlagert. Bei beiden Lagerungsformen lässt sich jedoch beobachten, dass die Schichten transgressiv auf das sarmatische oder ältere miozäne Liegende folgen und ab und zu nebeneinander gelegen sind. Über den älteren Bildungen, unter entsprechenden Umweltbedingungen, wird die Extension des Sedimentationsbeckens durch ein Transgressionsbasiskonglomerat konturiert.

Die Grenzziehung Sarmat/Pannonien s. str. ist einerseits wegen der abschnittsweise erfolgten Probenahme, andererseits wegen der an mehreren Stellen vorkommenden Turbiditbildung meist schwierig. Auserdem können innerhalb der im Beckeninneren ausgebildeten Sarmatablagerungen aus den Beckenrandfazies nur die Schichten der Kozárd Formation einwandfrei identifiziert werden. Im allgemeinen ist es schwer, die Tinnye Formation nachzuweisen, obwohl mit den Angaben mancher, befriedigend erschlossener Schichtenfolgen das Vorhandensein der jüngeren stratigraphischen Einheit des Sarmats (nach ungarischer Auffassung) im Liegenden der pannonischen Sedimenten bestätigt werden kann. An manchen Stellen lässt sich ein auf subaquatische Erosion zurückführender partieller Fehler der Sarmatschichten beobachten.

Eigenartig ist der Charakter der Grenze zwischen dem Sarmat und dem Pannonien s. str. in der Zone der Tiefsenken im SO der Grossen Ungarischen Tiefebene. Zwischen die Schichten des oberen Badenien und des Pannonien s. str. ist hier ein isopisch entwickelter, 100 bis 250 m mächtiger, pelitischer Schlierkomplex geschaltet, dessen Verbreitung ausschliesslich auf das Innere dieser Zonen beschränkt ist. Dieser Komplex weist keinen Zeichen einer Sedimentationsunterbrechung weder zum Hangenden, noch zum Liegenden auf. Aus dem Komplex konnten bisher keine Fossilien nachgewiesen werden. Also im Inneren dieser Senkungszonen kann derzeit das Vorhandensein des Sarmats mit Hilfe paläontologischer Methoden nicht nachgewiesen werden. Es gibt aber auch keine Beweise, aufgrund welcher ein mögliches Vorhandensein des Sarmats ausgeschlossen werden könnte. Die bisherigen — im Verhältnis zu ihrer Bedeutung zu geringzahligen — Angaben scheinen darauf hinzuweisen, dass sich die sarmatischen Ablagerungen innerhalb der in einer intensiven Absenkung begriffenen Tiefzonen in einer solchen eigenartigen hemipelagischen Fazies ausgebildet haben, die wegen der ungenügenden Wassertiefe bzw. ungünstigen geochemischen Bedingungen (Turbiditerscheinungen) praktisch fossilifer sind. Die Tatsache, dass sich am Rande der erwähnten Senkungszonen in zusammenhängender zonaler Anordnung normallitorale, oft biogene sarmatische Ablagerungen zeigen, scheint diese Konzeption eher zu beweisen, als zu widerlegen. Abgesehen von jenen, in der Sarmatzeit existierten Festländern, die von sarmatischen oder Pannonien s. str. Basalkonglomeraten umgeben sind, schliesen sich also auf dem Gebiet der Grossen Ungarischen Tiefebene die Pannonien s. str. Schichten grösstenteils Sarmatbildungen an.

#### Lithostratigraphische Gliederung

Die sichersten Ansatzpunkte für die stratigraphische Orientierung in dem mächtigen, mit Tiefbohrforschungsarbeiten erschlossenen, Pannonien (s. 1.) Ablagerungen zwischen dem Sarmat und dem Pleistozän (wie es in der ungarischen Praxis verstanden wird) bieten — trotz des eindeutigen Fortschrittes,

der mit verschiedenen paläontologischen Methoden erzielt worden ist — die lithostratigraphischen Methoden. Lithostratigraphisch gliedern sich die Pannonschichtenfolgen (Pannonien [s. l.] der Tiefebene grundsätzlich in zwei Teile. Der untere, vorwiegend pelitische Teil, der den früher zum unteren Pannonien gerechneten Bildungen entspricht, wird Peremarton Übergruppe, der obere, feingeschichtete, sandig-pelitische Teil Dunántúl Übergruppe genannt, in Übereinstimmung mit der Stellungnahme des Vorstandes der Ungarischen Stratigraphischen Kommission.

Das Hangende der Pannonien s. str.-Bildungen bilden die früher in Ungarn oberpannonisch genannten Ablagerungen, die sich ohne Unterbrechung der Sedimentation aus den Schichten der Kunság Stufe (Unterpannon, Pannonien s. str.) entwickeln.

Lithostratigraphisch bildet das Hangende auf der Grossen Ungarischen Tiefebene der obere Teil der Pannonien (s. l.)-Bildungen. Lithostratigraphisch wird die Peremarton Übergruppe von der Algyó Formation abgeschlossen. Diese Lösung kann ausschliesslich lithostratigraphisch als entsprechend betrachtet werden, weil die chronostratigraphische Grenze von der lithostratigraphischen Grenze geschnitten wird (I. BÉRCZI—R. L. PHILLIPS 1982.)

### Charakterisierung der lithostratigraphischen Einheiten

Verbindung und vertikale Zusammenhänge der lithostratigraphischen Einheiten sind in Abb. 1., 2., 3. und 4. veranschaulicht.

#### Maros Formationsgruppe

Wenn das Liegende eine sarmatische Ablagerung ist, entwickelt sich daraus — nach unseren heutigen Kenntnissen —, in der Mehrheit der Fälle die Maros Formationsgruppe mit kontinuierlicher Sedimentation. In allen anderen Fällen ist die Überlagerung diskordant. Das Hangende ist in der überwiegenden Mehrheit der Fälle die Nagykörű Formation und die Szolnok Formation (z. B. Umgebung von Endrőd, Szarvas).

#### *Die Békés Formation*

Die Békés Formation ist nur in den präneogenen Rückenügen von Pusztaföldvár—Battonya und Algyó—Kiszombor und in manchen, in Vorraum von diesen befindlichen Höhen vorhanden. In höchster Position hat sie die Bohrung Bat-K 19. bei 1009,0 m, in tiefster Position die Bohrung Uszi 1 bei 3648 m erreicht. Ihre Mächtigkeit beträgt im allgemeinen nicht mehr als 100 m. In höheren Punkten der Rücken fehlt sie, und auch gegen die sie umgebenden Tiefbecken keilt sie aus. Am mächtigsten ist sie auf den Gehängen, wo sie die Niederungen der einstigen Oberfläche in einer Mächtigkeit von 60—80 m ausfüllt. Zwischen den Vorkommen Pusztaföldvár—Battonya und Algyó—Kiszombor besteht keine laterale Verbindung. Die Békés Formation kann lateral einen direkten Kontakt mit der Tótkomlós Formation haben. Sie überlagert das Liegende der Békés Formation mit Diskordanz, und lässt sich

im allgemeinen gut abgrenzen. Ihre Abgrenzung ist von den mit ihr identisch oder ähnlich ausgebildeten älteren Miozänschichten in der Umgebung von Pusztaföldvár—Pusztaszőlős—Tótkomlós—Csanádapáca an manchen Stellen unsicher. Das Hängende bildet meistens die Tótkomlós Formation, die das Member ohne Unterbrechung der Sedimentation überlagert, oder selten die Nagykőrű Formation. Zwischen der Tótkomlós Formation und der Békés Formation gibt es an mehreren Stellen eine 5—10 m mächtige Übergangszone, in der Kalkmergel- und Sandsteinschichten einander abwechseln.

### Lithologischer Aufbau

Lithologisch handelt es sich um hellgraue bis graue Gesteine mit unebener Bruchfläche. Nach der Kornzusammensetzung besteht die Formation meistens aus grob- bis mittelkörnigem Sandstein mit Geröllen. Nur selten, an der tiefsten Basis des Komplexes wird eine feinkörnige Konglomerat-Kornzusammensetzung erreicht. Fein- bis mittelkörniges Konglomerat sowie Blöcke kommen ganz selten vor. Von der grundgebirgsnahen Zone der Formation sind auch brekzienartige Bildungen zum Vorschein gekommen. Die als eintönig erscheinende Formation lässt sich mit Hilfe von wenigen fein bis feinkörnigen Sandsteinlagen in Subrhythmen gliedern. In den einzelnen Subrhythmen — und die Tendenz besteht im ganzen Konglomeratkomplex — lässt sich aufwärts eine Verfeinerung der Kornzusammensetzung erkennen. Die Gerölle, die ca. 1 bis 40% des Konglomerates darstellen, weisen keine Orientation auf. Die Gerölle sind im allgemeinen abgerundet, sie bestehen aus Quarz, Quarzit und Metamorphit. Schichtungselemente gibt es entweder keine, oder sie sind schwer zu erkennen. Fast alle Grenzflächen sind verwischt, mit allmählichen Übergängen. Nur in den Sandsteinabschnitten kann eine Schichtung in der Nähe der Obergrenze des Komplexes beobachtet werden. Das ist teils auf Unterschiede in der Korngrösse, teils auf das Vorhandensein von Glimmern zurückzuführen. Häufig sind die Geröll-lumachellen (*Limnocardium* sp. und *Congeris* sp.). Als eine Kuriosität haben wir sogar Konglomerat mit kohligem Bindemittel gefunden. Der Prozentsatz der in Salzsäure löslichen Fraktion beträgt von ein paar bis 35—40%. Häufig gibt es harte Partien mit karbonatischem Bindemittel. All diese Beobachtungen können als ein Beweis für die Anhäufung in der Brandungszone bzw. in der sie umgebenden Stillwasserlagune betrachtet werden. Dementsprechend werden steile Küste, rasche Aufschüttung und sowohl räumlich, als auch zeitlich veränderliche Energieniveaus vermutet. In den strukturell tiefer angelegten Bohrungen lässt sich eine Verfeinerung der Kornzusammensetzung sowie eine Abnahme der Geröllfraktion beobachten, und parallel damit erfolgt eine Verbesserung der Sortierung. In den Gebieten mit granitischem Untergrund ist die Formation über einem dünnen Konglomerat durch Arkosensandstein vertreten.

Wenn wir in einer Bohrung die Schwankungen der Sortierung vertikal prüfen, erfahren wir, dass mässig-, schwach-, sehr schwach- und äusserst schwach sortierte Partien gleichermaßen vorkommen. Sowohl vertikal, als auch horizontal äussert sich die Tendenz, nach der die Veränderung der Sortierung eine Sinuskurve beschreibt. Die Küstenlinie entfernt sich immer mehr, da die Absenkung schneller, als die Aufschüttung ist und die Korngrösse immer feiner, homogener wird. Die Punkte von gleichmässiger Suspension (am we-

nigsten), sortierter Suspension und Transport durch Rollen treten im C/M-Diagramm gleichermaßen auf (Abb. 13). Das bedeutet zugleich eine Häufigkeitsreihenfolge. Die Punkte der durch Rollen transportierten Sedimente sind in ca. 80% vorhanden, was wegen der Wiederholung der Punkte der Abbildung nicht entnommen werden kann.

### *Die Tótkomlós Formation*

Mit Ausnahme der Becken von grosser Tiefe (z. B. dem Hódmezővásárhely—Makó Graben) und der Gebiete mit verhältnismässig kleiner Lücke ist die Tótkomlós Formation auf der Grossen Ungarischen Tiefebene allgemein verbreitet. Ihre Mächtigkeit ist veränderlich, sie beträgt nicht mehr als 200 m. Für ihre Auflagerung ist es kennzeichnend, dass sich die Formation in den Gratteilen der Beckenbodenhöhen verjüngt, oft auskeilt, sich an den Rändern verdickt, um dann sich in Richtung der tieferen Becken mit der Dorozsma und der Vásárhely Formation zu verzahnen. Hier sind jedoch noch weitere Untersuchungen erforderlich.

Die Überlagerung auf die Békés Formation ist immer ununterbrochen, ohne Sedimentationslücke. Zwischen den beiden Formationen scheint eine 5—10 m mächtige Übergangszone vorhanden zu sein, in der Kalkmergel- und Sandsteinschichten einander abwechseln. Wo die Békés Formation fehlt, werden ältere Schichten überlagert. Zwischen der Tótkomlós Formation und den liegenden älteren miozänen Bildungen besteht an manchen Stellen eine Diskordanz (z. B. bei Üllés). An anderen Gebieten der Grossen Ungarischen Tiefebene (z. B. in der Umgebung von Kaba—Kisújszállás, Nagykörű, im zentralen und östlichen Teil der Tiefebene) gibt es dagegen Zeichen, die auf eine kontinuierliche Sedimentation hindeuten. An diesen Stellen und bei diskordanter Auflagerung dort, wo die liegenden älteren miozänen Sedimente von ähnlicher Fazies vertreten sind, stösst die genaue Grenzziehung auf Schwierigkeiten, und ist vor allem mit Hilfe natürlicher Gammaprofilen möglich. Die Überlagerung auf prämiozäne Schichten erfolgt immer mit Erosionsdiskordanz, und die Grenzziehung bedeutet kein Problem. An den Rändern der Graben von grosser Tiefe und auf den in solchen Graben befindlichen relativen Erhöhungen überlagert die Formation ohne Unterbrechung der Sedimentation die Dorozsma- oder die Vásárhelyi Formation. An diesen Stellen ist der Übergang zwischen den beiden Bildungen im allgemeinen kontinuierlich. Das Hangende der Tótkomlós Formation ist meist die Nagykörű Formation. Zwischen den beiden befindet sich in der Regel ein 5—20 m mächtiger Übergangsabschnitt, in dem eine Wechsellagerung von Tonmergel und Mergel mit einer allmählichen Abnahme des Karbonatgehaltes von unten nach oben zu finden ist. Den Übergangsteil teilen wir nach der Tradition in die Nagykörű Formation ein.

### *Lithostratigraphischer Aufbau*

Von der Békés Formation wird sie meistens von einem, ein paar m mächtigen Übergangsabschnitt getrennt. Dieser besteht aus karbonatischem Feinsandstein, Siltstein oder Mergel. Auch gegen das Hangende besteht ein geschichteter, gradueller Übergang, indem sie sich der Nagykörű Formation

anschliesst. Sie besteht aus einer Wechsellagerung von Mergel und Kalkmergel, dann treten auch Tonmergelzwischenlagen auf, die dann zu den vorherrschenden Bildungen werden. Das Gestein besteht zu 60- bis 95% aus mikrokristallinen  $\text{CaCO}_3$ . Es enthält auch ein paar Prozenten Dolomit. Ausserdem gibt es in seiner Zusammensetzung ein wenig Quarz und Tonminerale. Aufgrund des Karbonatgehaltes erweisen sich manche Proben als Kalkstein.

Wo die Pannonien s. str.-Ausbildung geringmächtig ist (z. B. bei Ásotthalom, Kelebia, Battonya), dort ist sie hellgelblichgrau, mit muscheligen, schuppigem Bruch, oft mit Siltstein- oder eventuell sandführenden Partien. Die Anreicherung pyritisierter Pflanzenreste, Siltsteine im Gestein weist an vielen Stellen auf eine unterbrochene, horizontale, flachwellige Mikroschichtung hin.

In Gebieten von mittelgrosser bis grösserer Tiefe ist die Farbe des Kalkmergels dunkler, hellbräunlichgrau, gelblich-bräunlichgrau. Er ist von muscheligen, schuppigem oder eventuell splittigem Bruch, starr, manchmal geklüftet. Hier sind die siltsteinführenden Partien seltener.

Der Kalkmergel der Beckengebiete von höherer Strukturage hat sich im Flachwasser, nicht weit von der Küstenlinie abgelagert. In den mitteltiefen Gebieten mit dem Untertauchen der einstigen Inseln entstanden Unterwasser Rücken mit seichterem und stillerem Wasser, hier werden reduktivere Verhältnisse im Vergleich zum frühererwähnten vorausgesetzt.

#### *Die Kecel Basalt Formation*

Die Kecel Formation ist uns auf der Tiefebene bisher aus drei Gebieten bekannt. Diese sind:

1. Bohrung Kiha-K 3. und Umgebung,
2. Bohrung Balástya (S. 1.) und Umgebung,
3. Die Bohrungen Ruzsa-4., Ü. 28. Bordány 2. und Umgebung.

Jedes Gebiet stellt je ein Ausbruchzentrum dar. Die Ausdehnung der einzelnen Gebiete ist uns — mit Bohrungen abgegrenzt — unbekannt. Die Kecel Formation befindet sich auf der Grossen Ungarischen Tiefebene zwischen der Kunság Stufe und den älteren Miozänschichten. Der obere Teil des aus Miozängesteinen bestehenden Liegenden enthält schon einige 10 cm mächtige Basaltbänke. Das Hangende bildet die Dorozsma Formation oder die Tótkomlós Formation. Der Kalkmergel der Tótkomlós Formation ist auch in dem oberen Teil des Basaltagglomerats in Form von Kleinbruchstücken sowie mächtigeren Schichten zu finden. Sehr interessant ist der Schliff aus dem Kern der Bohrung Ruzsa 4., wo der Basalt den Kalkmergel in Form von kleinen, abgerundeten Kugeln enthält. Auch die Kalkmergel-Einlagen enthalten dünnere-mächtigere Streifen, kleinere-grössere Bruchstücke von Basalt und Basalttuff.

#### *Die Dorozsma Formation (Mergel)*

Die Formation ist uns bisher nur aus den mitteltiefen Neogenbeckenteilen der Umgebung von Szeged und dem Hódmezővásárhely—Makó-Graben bekannt. Weitere Vorkommen sind in den Teilen der Békés—Gyula-Senke, der Derecske-Depression und anderer Tiefbecken zu erwarten, in deren Nähe

der Beckenrand sehr steil geneigt ist. Ihre bisher bekannte grösste Mächtigkeit beträgt 397,0 m in der Bohrung Hód I. Das Liegende der Formation bilden entweder ältere Miozängesteine, oder der prä-neogene Beckenuntergrund. Sie überlagert die älteren Miozänschichten mit Diskordanz. In den tiefen Beckenteilen (z. B. Bohrung Hód I.) ist ein kontinuierlicher Übergang zwischen den älteren miozänen Kunság-Schichten wahrscheinlich, obwohl hier das Vorhandensein des Sarmats paleontologisch noch nicht bewiesen ist. Das Hangende ist in jedem Fall die Vásárhely Formation mit einer konkordanten Ablagerung.

In den Becken von grosser Tiefe stellt diese Formation das tiefste Glied der Kunság Stufe dar. Mit Ausnahme der bereits erwähnten Übergangsgebiete (z. B. Úllés—Ruzsa—Kelebia) ist ihre Identifizierung anhand bohrlochgeophysikalischer Messungen im allgemeinen gut gelöst. Die gleichzeitige Veränderung der gröberklastischen Schichten und des Karbonatgehaltes innerhalb eines grösseren Gebietes ermöglicht auch die Durchführung einer feineren Synthese in den einzelnen Becken oder Beckenteilen bzw. die Identifikation der Schichten innerhalb der Formation.

### *Die Vásárhely Formation*

Die typische Ausbildungen der Vásárhely Formation sind uns aus dem Hódmezővásárhely—Makó Graben und den Tiefbeckenteilen in der Umgebung von Szeged—Dorozsma bekannt, wobei die Verbreitung über die Dorozsma Formation hinaus transgressiv ist. Wahrscheinlich sind mit diesen die Schichtenfolgen zwischen der Tótkomlós Formation und der Nagykörű Formation in den im Nordteil der Békés—Gyula Senke abgeteufte Bohrungen identisch. Ebenfalls damit kann der in einer gleichen stratigraphischen Lage befindliche Komplex der Bohrung Abádszalók-D 1. identifiziert werden. Mit dem Vorhandensein der Formation kann in allen Tiefbecken der Ungarischen Tiefebene gerechnet werden.

Die Vásárhely Formation ist ein relativ altes Glied der Kunság Stufe. Das Liegende der Formation dürfte entweder die Dorozsma Formation oder die Tótkomlós Formation sein, auf welche die Auflagerung ohne Unterbrechung der Sedimentation erfolgt. Das Hangende ist durch die Nagykörű Formation vertreten, die Kontinuität der Sedimentation scheint auch in dieser Richtung zu bestehen. Wegen der Sedimentationskontinuität kann die Grenzziehung sowohl gegen das Liegende, als auch gegen das Hangende unsicher sein.

### *Lithologischer Aufbau*

Die lithostratigraphischen Charakteristika der Dorozsma und Vásárhely Formation werden wegen ihrer grossen Ähnlichkeit zusammen behandelt.

*Kalkmergel.* Dunkelgrau, schwarzlichgrau, in seichteren Gebieten eventuell dunkelbräunlichgrau, von muscheligen, schuppigen, splittrigem Bruch, mit einem mikrokristallinen Karbonatgehalt von 60—95%. Er entwickelt sich mit allmählichen Übergängen aus Mergel. An diesen Stellen kommt auch eine plattige Trennung häufig vor, eventuell auch eine Klüftung. Stellenweise ist er siltsteinführend, an manchen Stellen mit nestförmigen Lagen von Quarz-

körnern. In Flecken führt er gestreute Bakteriopyritknollen. Angesichts seiner Menge ist er dem Mergel untergeordnet, er ist nur in dünneren Schnüren vorhanden.

*Mergel.* Dunkelgrau, schwarzlichgrau mit einem Karbonatgehalt von 40 bis 60%, von muscheligem, schuppigem Bruch bzw. von plattiger Trennung, selten geklüftet. Enthält Bakteriopyritknollen. Stellenweise geht er mit einem allmählichen Übergang in Kalkmergel über. Er kann unterschiedliche Mengen an Sand- bzw. Siltlinsen enthalten. Stellenweise wird er durch dünne Sandsteinschnüre gegliedert. Die Unterkante der Sandsteinschnüre ist scharf, nach oben kann der Übergang sowohl scharf, als auch allmählich sein. Nestförmige Sandlagen kommen häufig vor. Die Lamination ist von parallelem Horizontalverlauf, eventuell flachwellig. Glatte Gleitflächen kommen häufig vor.

*Tonmergel.* Dunkelgrau, von muscheligem, schuppigem Bruch, anderswo von plattiger Trennung. Er geht mit allmählichen Übergängen in Mergel bzw. feinen Siltstein über. Sandsteinschnüre, grobe Siltsteinschichten, Lamination sind in der Vásárhely Formation häufig. Der Anteil des Tonmergels nimmt nach oben zu Lasten des Mergels zu. Stellenweise zeigen sich verschüttete Sandwellen von Feinsandkorngroße als Lagen von unregelmässiger Form. Auch nestförmige Feinsandlagen kommen vor. Er enthält Bakteriopyritknollen. Gleitflächen sind häufig, stellenweise zum Fliessen geneigt. Im Oberteil können auch feinsandige Gerölle vorkommen.

*Feinkörniger Siltstein.* Er ist für die Vásárhely Formation charakteristisch. Dunkelgrau, zerstreut (sporadisch) kleinglimmerig. An der Basis der Abfolge ist zwischen Mergeln, Kalkmergelschichten, höher im Profil zwischen Tonmergeln eingeschaltet, zumeist mit allmählichen Übergängen. Enthält Pyritknollen. Ähnlich zu den Mergel- und Tonmergelschichten enthält er oft Sandstein- und geröllige Sandsteinschnüre. Aufwärts im Profil steigt sein Anteil an.

*Grobkörniger Siltstein.* Kommt in Form von dünnen Schnüren hauptsächlich in der Vásárhely Formation vor. Grau, dunkelgrau, glimmerig, unsortiert, enthält verkohlte Pflanzenresten.

*Grobsandiger, feinschortiger Mergel und Tonmergel.* Ein charakteristisches Sediment der Dorozsma Formation. Er kann nur im unteren Teil der Kunság Stufe angetroffen werden. Die Gerölle sind im allgemeinen etwas abgerundet, doch kommen auch winkelige Körner häufig vor. Die granulometrische Zusammensetzung wird von unten nach oben immer feiner. Die Unterkante ist zumeist scharf, die Oberkante oft allmählich. Die Gerölle bestehen aus Quarz, Quarzit und Metamorphit. Einige klastische Kalksteinkörner kommen auch vor. In den gerölligen Abschnitten sind Tonmergelgerölle auch häufig zu finden (Intraklasten).

*Feinkörniger Sandstein.* Der Anteil der Tonfraktion ist hoch. Grau, mittelhart, enthält oft Gerölle aus Tonmergel und feinem Siltstein. Er ist in Form von dünnen Schnüren, Einlagerungen vorhanden, hauptsächlich in der Vásárhely Formation. Seine Menge in der Schichtenfolge ist untergeordnet.

*Kleinkörniger Sandstein.* Er kommt kaum vor, er ist nur in Form von dünnen Schnüren zu finden. Der Anteil der Siltstein- und Tonfraktionen ist hoch.

In dünnen Schnüren kommt auch *mittelkörniger Sandstein mit Geröllen* in der Dorozsma Formation im unteren Abschnitt der Abfolge vor.

*Granulometrische Verhältnisse.* Die überwiegende Mehrheit der untersuchten Proben der Dorozsma Formation gehört zu Kategorien wie sehr schwach, ausserst schwach sortiert. Das CM-Diagramm, Geröllzusammensetzung, sedimentologische und Strukturmerkmale weisen darauf hin, dass die Energie des Akkumulationsmittels starken Schwankungen ausgesetzt war. Es wechselten sich die Turbiditsedimentation von größeren Sedimenten mit Perioden der Ablagerung in stillem Wasser ohne starke Strömungen (gleichförmige, pelagische und sortierte Suspension), wobei die letzteren vorherrschten. Aufgrund der granulometrischen Beschaffenheiten besteht zwischen den älteren miozänen Ablagerungen und der Dorozsma Formation eine grosse genetische Verwandtschaft (wie es auch im Gefüge und Strukturmerkmalen zu beobachten ist). Hier sei es bemerkt, dass auf dem CM-Diagramm die mehr diagenisierteren, stark gerölligen Proben nicht dargestellt sind. Keine von diesen ist analysiert worden. In der Vászrhely Formation ist die überwiegende Mehrheit der untersuchten Proben leicht sortiert. Der Sortierungsgrad ist im Vergleich zu den Proben aus der Dorozsma Formation etwas besser, was ein Hinweis auf die etwas weniger schwankende Energie des Ablagerungsmilieus ist. Die Proben enthalten sporadische Siltsteingerölle. Vom Pelit ist keine Probe untersucht worden. Das skizzierte Bild zeigt die Eigenartigkeiten des Turbiditcharakters und eines Transportes in gradiertem sowie gleichtöniger Suspension, was darauf hinweist, dass der Sedimententransport durch Gravitation noch immer nicht aufhörte.

*Sedimentologische Merkmale.* In beiden Formationen lässt sich die horizontale Parallelschichtung häufig beobachten. Die Schichtengrenzen sind in der Regel scharf, im Falle des gerölligen Sandsteins ist die obere Schichtgrenze mit einem allmählichen Übergang gekennzeichnet. Flachwellige Schichtengrenzen sind auch weit verbreitet. Die gradierte Schichtung (graded bedding) ist in den hierzu gehörenden Ablagerungen verbreitet. Gleitflächen von Kompaktionsursprung und Bakteriopyritkonkretionen sind häufig. In der feinkörnigen Grundmasse treten mannigfaltig abgerundete Gerölle von Quarz, Quarzit, verschiedenen Metamorphiten, in den Sandsteinschichten die von Tonmergel, Mergel, und feinem Siltstein (Intraklast) auf. In verschiedenen Kernproben zwar, doch sind alle Glieder der Bouma-Serie zu erkennen. Das Vorhandensein von Pyritkonkretionen deutet auf die Verunreinigung des Bodenwassers mit Schwefelhydrogen sowie auf das Fehlen von Oxygen und Wasserströmungen von vertikaler Richtung hin. In der Vászrhely Formation erscheinen schon die in den höheren Teilen der Schichtenfolge häufigen Merkmale wie linsenförmige Schichtung, Feinschichtung, Feinkreuzschichtung, Konvolution und load casts.

#### Die Jász-kunság Formationsgruppe

Die beiden Formationen zusammen bilden die „auf transgressiver Aufschüttung hinweisende Lithofazies mit Überlappungscharakter“. Die Fazies und dementsprechend die Formation werden auf der Grossen Ungarischen Tiefebene durch Folgendes charakterisiert:

- Mächtigkeit und Entwicklung der Formationsgruppe hängen von der Morphologie des Liegenden ab;
- die Lokalsenken sind mit den größeren Sedimenten der Szolnok For-

mation mit unterschiedlicher, stellenweise grosser Mächtigkeit, die die geringmächtige Nagykorú Formation überlagert, ausgefüllt, während an den Stellen von höherer Lage vor allem die feineren Sedimente der Nagykorú Formation abgelagert sind;

— innerhalb der Formationsgruppe sind die Sandsteinschichten aufeinander transgressiv überlappend wenn man die Schichtenfolge von unten nach oben beobachtet. Das zeugt von einer räumlichen Expansion der Sedimentakkumulation.

— Die Sedimentation hat das lokale Gelände ausgeglichen.

Das Liegende der Formation bildet die Maros Formationsgruppe, oder wenn diese nicht vorhanden ist, eine Bildung, die älter als die Kunság Stufe ist. Das Hangende ist in jedem Fall die Algyó Formation. Bei den Erhöhungen des präpannonischen Beckenuntergrundes fehlt über der Maros Formationsgruppe gerade diese Formationsgruppe am häufigsten. Die Oberkante der Formationsgruppe stellt einen auch lokal gut verfolgbareren Leithorizont dar, den wir im östlichen Teil Ungarns — vom Lokalbegriff „Zalonta Sandsteine“ ausgehend — mit dem Buchstaben „S“ bezeichnet haben (Abb. 2—3).

### *Die Nagykorú Formation*

Diese Formation ist an den Stellen der Grossen Ungarischen Tiefebene, die schon in der Kunság Stufe mit Wasser überschwommen wurden, allgemein verbreitet, und sie fehlt nur in sehr wenigen Gebieten (z. B.: Endrőd- Nord). Ihre Mächtigkeit beträgt nur selten mehr als 100 m. Als zusammenhängendes Kalkmergelkomplex kann sie an den geophysikalischen Tiefbohrprofilen gut erkannt werden. Die an der Oberkante des Glieds gelagerten Tonsandstein-, Siltsteinschichten sind lokalen Charakters, sie sind zu einer regionalen Identifizierung nicht geeignet, aber an einigen bestimmten Stellen zeigen sie gut die laterale Verzahnung mit der Szolnok Formation.

Im allgemeinen überlagert das Member eine der Formationen der Maros Formationsgruppe. Die Sedimentationskontinuität ist an den Stellen am wahrscheinlichsten, wo das Liegende durch Mergel und Kalkmergel vertreten ist. Am häufigsten bildet die Tótkomlós Formation das Liegende. Am präneogenen Rücken von Pusztaföldvár—Battonya und Algyó—Kiszombor kommt es vor, dass es mit Ausbleiben der Tótkomlós Formation unmittelbar die Békés Formation überlagert. In den Tiefbecken und im Südteil des Donau—Theiss-Zwischenstromlandes bildet das Liegende die Vásárhely Formation. Die Grenze der beiden Formationen kann in den meisten Fällen, mit ein paar m Toleranz, genau gezogen werden.

Die Formation kann mit einer Erosionsdiskordanz auch Gesteine überlagern, die älter als Pannonien s. str. sind, das ist allerdings sehr selten der Fall. Eine solche Stelle ist z. B. die Bohrung Algyó 103. wo die Formation unmittelbar die jurassischen Tonschifer überlagert.

Die Oberkante der Formation (Leithorizont  $L_0$ ) ist an jenen Stellen scharf, wo im Hangenden die Szolnok Formation in verhältnismässig mächtiger sandiger Ausbildung zu finden ist, d. h. in tieferen Teilen der Becken. In den relativ erhöhten Beckenteilen, im Gipfel der Strukturmaxima kann sogar die ganze Jász-kunság Formationsgruppe durch die Nagykorú Formation aus-

gefüllt sein. An diesen Stellen ist ihr Hangendes schon die Algyó Formation. Hier geht sie ohne merkliche Grenze in die stark tonmergelige Schichten eines Prodelta (bottom set) — Milieus über.

### *Die Szolnok Formation*

Die Formation ist auf der Grossen Ungarischen Tiefebene weit verbreitet. Ihre Mächtigkeit ändert sich in Abhängigkeit von der Morphologie des Liegenden. Die Lateralverbindung durch die verschiedenen präeneogenen Rücken ist nicht immer kontinuierlich, z. B. in der Algyó-Maximumzone fehlt die Formation, doch in der Bohrung Algyó-K 1., etwa 5 km weiter davon entfernt, in Fallrichtung erreicht ihre Mächtigkeit bereits ca. 650 m, während sie in der noch weiter gelegenen Bohrung Hód I. sogar 1000 m übertrifft. Die Szolnok Formation ist mit der Nagykorú Formation lateral verzahnt.

Das Liegende der Szolnok Formation ist in meisten Fällen die Nagykorú Formation, die sie mit einer kontinuierlichen Sedimentation überlagert. An manchen Stellen überlagert die Formation ältere Bildungen diskordant. Hier ist die Basis des Sandsteines durch Mergel vertreten (z. B. bei Endrőd).

Angesichts der geologischen Merkmale, Lagerungsverhältnisse und Verbreitung der Sandsteinschichten kann die Formation in zwei Gliede gegliedert werden. Das untere ist der sog. „Flügel sandstein“-Typus. In diesem Komplex sind die Sandsteine im allgemeinen siltsteinführend und füllen die relativ tiefen Teile des präpannonischen Beckenuntergrundes aus. Sie keilen sich in Richtung der relativ erhöhten Zone aus, beziehungsweise verzahnen sich mit der Nagykorú Formation. Die Benennung ist durch diese Lagerungsweise berechtigt. Ausserdem ist für das Glied auch kennzeichnend, dass die räumliche Verbreitung der Sandsteinschichten von unten aufwärts ansteigt, woraus darauf gefolgert werden kann, dass sich die Gesamtmächtigkeit des Komplexes und die Zahl der Sandsteinschichten bzw. Schichtengruppen sogar innerhalb einer kurzen horizontalen Entfernung beträchtlich verändern können. Die Grenze Nagykorú/Szolnok Formation wird dort gezogen, wo die Sandsteinschichten in bohrlochgeophysikalischen Profilen erscheinen (Leithorizont  $L_0$ ). In vielen Fällen ist diese Grenzziehung — wegen des Ausbildungscharakters der Flügel sandsteinschichten — problematisch.

Die Sandsteinschichten oberhalb des Flügel sandstein-Schichten sind von grösserer räumlicher Verbreitung und sie können auch zwischen den einzelnen Bohrungen regional gut identifiziert werden. Die Gesamtmächtigkeit der Sandsteinschichten ist — den Flügel sandsteinschichten gegenüber — innerhalb einzelner grösserer Gebiete im grossen und ganzen gleich und zumeist kleiner als die maximale Gesamtmächtigkeit der Flügel sandsteinschichten. Die Zahl dieser Schichten ist meist konstant, und die Schichten fallen weniger ein, als die Typusschichten des Flügel sandsteins. Auf einem kleineren Gebiet geprüft, sind sie fast horizontal gelagert. In den Sandstein- oder Tonmergelschichten der Formation gibt es auf der ganzen Tiefebene keinen gut verfolgbaren Leithorizont, aber gut entwickelte Tonmergelschichten ermöglichen innerhalb einzelner Beckenteile die Identifizierung der einzelnen Sandsteinschichtengruppen.

Das Hangende ist in jedem Fall die Algyó Formation. Die grenzung davon in den bohrlochgeophysikalischen Profilen ist in jenen Fällen eindeutig, wenn im untersuchten Gebiet schon mehrere Bohrungen vorliegen und wir wissen,

welche Sandsteine sich in der Topzone auskeilen. In diesem Fall kann die oberste, noch sich auskeilende Sandsteinschicht bestimmt werden, deren Top den Leithorizont und zugleich die Oberkante der Formation darstellt. Das Erkennen der Grenze wird dadurch erleichtert, das angesichts der Lagerungsverhältnisse und Identifizierbarkeit der Sandsteine ein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden Formationen besteht. Wie bereits erwähnt, sind die Sandsteinschichten der Szolnok Formation transgressiv aufeinander gelagert, von geringen Einfallen und keilen sich lateral in der Nähe des Liegenden aus. Demgegenüber sind die Sichten der Algyó Formation schräg gelagert (Winkeldiskordanz), werden gegen das Liegende immer geringermächtiger und gehen allmählich in Mergel über. Zuerst kommt es zur allmählichen Vertonung der standigen Fazies ohne bedeutende Veränderung der Schichtenmächtigkeit und die Schicht setzt viel weiter aus.

### Die Csongrád Formationsgruppe

Die Csongrád Formationsgruppe umfasst die Algyó und die Törtel Formationen. Diese werden zu einer Formationsgruppe gerechnet, weil sie wegen ihrer regressiven, deltaischen Lithofaziesmerkmale nur in Zusammenhang miteinander untersucht werden können. Die untere und obere Grenze der Formation bilden zwei charakteristische Leithorizonte („S“ und „d“), zwischen denen die Mächtigkeit des Komplexes innerhalb eines gegebenen Gebietes gleich ist oder sich in eine gewisse Richtung tendenziös verändert. Die Mächtigkeit der Formationen zwischen den beiden Markern nimmt auf Kosten der anderen in einer bestimmten Richtung ab bzw. zu. Der die Grenze zwischen den beiden Formationen anzeigende Leithorizont „L“ stellt der industriellen Praxis entsprechend die Oberkante des Pannonien s. str. dar, die allerdings nicht als Chronohorizont, sondern nur als Lithofaziesgrenze betrachtet werden kann. Die Veränderung der Mächtigkeit der beiden Formationen auf Kosten der anderen ist auf eine regressiv, deltaische Lithofaziesentwicklung zurückzuführen und dadurch kann der sich bei der Grenzziehung äussernde lithologische und faunistische Widerspruch aufgelöst werden.

Innerhalb der regressiven, deltaischen Lithofazies lassen sich zwei Typen unterscheiden: Prodelta- und Deltafront-Sedimente (foreset and topset sediments). Genetisch sind diese voneinander untrennbar und weisen notwendigerweise eine Vermischung der Fauna und Flora auf.

Der Übergang des einen Typus in den anderen weist eine deutliche Orientation auf, und die Tendenz ist von Schicht zu Schicht im voraus erkennbar.

Der Mächtigkeitsveränderung im einen Typus folgt notwendigerweise die sie ausgleichende Mächtigkeitsveränderung des anderen Typus, aber die Gesamtmächtigkeit der beiden Typen bleibt ungeändert.

Die Mächtigkeit der zum Deltafront-Typus gehörenden Schichten ist praktisch gleich und ihr Einfallen beinahe horizontal oder in Richtung der Regionalvertiefung des Beckens leicht geneigt.

Die relative Mächtigkeit der zum Prodeltatypus gehörenden Schichten und ihr Einfallen hängt in jedem Fall davon ab, welcher Punkt des einstigen Sedimentationsgeländes (Beckenhang) geprüft wird.

Die obere Grenze der Kunság Stufe wurde konventionell bei dem Horizont L' gezogen. Demzufolge haben wir uns mit der Törtel Formation, zwischen den Horizonten „D—L“ die den oberen Teil der Csongrád Formation darstellt (I. GAJDOS—S. PAP—A. SOMFAI—L. VÖLGYI 1979), nicht befasst.

### *Die Algyó Formation*

Die Formation lässt sich auf einem grossen Gebiet der Grossen Ungarischen Tiefebene beobachten. Sie ist lateral verfolgbar, aber ihre Mächtigkeit ist ungleichmässig. Das Liegende bildet die Szolnok Formation oder die Nagykörű Formation. Die Abgrenzung der Algyó Formation von diesen dürfte vor allem in der Anfangsphase der Forschungsarbeiten problematisch sein. Wo die Szolnok Formation fehlt (vor allem in den Topzonen der strukturellen Maxima), dort geht der untere, durch Tonmergel vertretene Teil der Formation praktisch ohne eine scharfe Grenze in die Nagykörű Formation über. Das Hangende bildet in jedem Fall die Törtel Formation. Die Trennung der beiden Formationen wird dadurch erleichtert, dass sich die Sandsteine der Algyó Formation von der Basis aufwärts, die der Törtel Formation vom Top abwärts in Tone übergehen. Die Grenze wird daher dort gezogen, wo sich ein Fazieswechsel (eine Veränderung der Faziesmerkmale) in den bohrlochgeophysikalischen Profilen erkennen lässt. Das ist der Leithorizont L'.

Die Formation weist eine Winkeldiskordanz sowohl gegen ihr Hangendes, als auch gegen ihr Liegendes auf, wobei folgende Lagerungsseigenartigkeiten beobachtet werden können:

- wenn man jede Schicht gesondert untersucht und einer bestimmten Richtung (z. B. in Algyó vom NW nach SO) folgt, beobachtet man zunächst die rasche Vermächtigung und dann die allmähliche Verjüngung der Schichtenfolge.

- die sich verjüngenden Sandsteinschichten werden allmählich pelitisch.

- das Einfallen der plötzlich mächtig werdenden Schicht nimmt im Laufe der darauf folgenden Verjüngung allmählich ab und wird schliesslich mit dem Einfallen des hangenden bzw. liegenden Schichten gleich.

- aus den obererwähnten folgt es, dass die grössten Einfallwerte in der Nähe der maximalen Schichtenmächtigkeit, in der Nähe des Leithorizontes „L“ zu finden sind.

- Vermächtigung und Verjüngung erfolgen in der bevorzugten Richtung in stratigraphisch immer jüngeren Ablagerungen, kontinuierlich und in Vorwärtsrichtung, d. h. der Richtung des ehemaligen Sedimenttransportes.

- die Verjüngung in bestimmter Richtung der Törtel Formation wird durch die gleichgerichtete Vermächtigung dieses Members kompensiert.

Bezüglich der Orientation der Lagerungsverhältnisse kann Folgendes erwähnt werden (L. VÖLGYI):

- der Einfallrichtung innerhalb der Formation zeigt westlich von der Linie Battonya—Debrecen eine südliche Tendenz, östlich davon ist die Tendenz ungeklärt;

- im Südteil der Tiefebene, im Ostteil der Tiefebene und im Donau—Theiss-Zwischenstromland ist die Einfallrichtung der Schichten meist dem allgemeinen Streichen der Strukturen gleich oder ihm ähnlich.

Im zentralen Raum der Tiefebene, in erster Reihe im Raume der Zone mit einem Flischuntergrund bleibt die südliche Tendenz des schrägen Einfallens der Schichten trotz der Tatsache erhalten, dass diese mit dem strukturellen Hauptstreichen nicht übereinstimmt.

Die lokalen Leithorizonte sichern die Identifizierung einzelner Sichten-  
gruppen nur auf beschränkter Entfernung, doch wird durch die Gesamtheit  
der sich räumlich überlappenden lokalen Leithorizonte die Feststellung der  
Tendenzen ermöglicht. Bei entsprechender Bohrdichte können die einzelnen  
Schichtengruppen auf grössere Entfernungen zuverlässlich verfolgt werden.  
Eine wesentliche Voraussetzung dafür ist es, dass die Formation von jeder  
Bohrung durchteuft werden soll, da die Ausgangspunkte für die Schichten-  
identifikation die Leithorizonte  $L'$  und S sind, die wir nur in solchen Fällen  
eindeutig erkennen können.

