

## **DIE KRUSTENBILDUNG DES PANNON-BECKENS IM NEOGEN IN BESONDERER HINSICHT AUF DIE KUNSÁG-STUFE (PANNONIEN S. STR.)**

VON

FERENC HORVÁTH

### **Einführung**

Die Karpaten und die Dinariden fassen ein neogen—quartäres Beckensystem um, dessen Haupteinheit das Pannon-Becken ist und an das sich das Steierische-Becken, das Wiener-Becken, die Transkarpatische-Becken und das Transylvanische-Becken schliessen. Darum ist es zweckmässig das erstere zentrale Becken von den letzteren vier peripheren Becken zu unterscheiden.

Das Pannon-Becken ist im morphologischen Sinne nicht einheitlich: es fasst Tiefebenen (die Grosse Ungarische Tiefebene und die Kleine Ungarische Tiefebene, das Drau-Becken), Hügelländer (das Zalaer Hügelland, Südtransdanubien) und Gebirge (das Ungarische Mittelgebirge, Mecsek) in sich. Die morphologischen Unterschiede weisen auf den verschiedenen Subsidenzablauf im Neogen—Quartär der behandelten Gebiete hin. Aufgrund der Alters- und Mächtigkeitsdaten der chronostratigraphischen Einheiten, der Paläoregimenfaktoren, bzw. der Kompaktion kann der zeitliche Ablauf der Subsidenz rekonstruiert werden.

In diesem Artikel wird eine Übersicht darüber gegeben, welche Rolle die geodynamischen Prozesse in der Krustensubsidenz und in der Beckenbildung gespielt haben. Unsere theoretischen Erwägungen wenden wir auf das Pannon-Becken und auf ihre peripherischen Becken an, und wir geben eine Skizze der Krusten- und Lithosphärenbildung der letzten 20 Millionen Jahre, im besonderen Hinblick auf die Kunság Stufe (Pannonien s. str.).

### **Die geophysikalischen Modelle der Beckensubsidenz**

Es ist allgemein bestätigt, dass die Erde als Ganzes, bzw. ihre verschiedenen grosstektonischen Einheiten approximativ im Zustande eines isostatischen Gleichgewichtes sind. In den tektonisch aktivsten Zonen der Erde sind aber solche tektonische Einheiten bekannt (z. B. die ozeanischen Gräben), die von dem isostatischen Gleichgewicht bedeutend abweichen. Infolge der instabilen Massenverteilung sind in diesen Gebieten bedeutende isostatische Gravitationsanomalien bekannt. Die einzelnen Becken der Erde von verschiedenem Alter sind im Allgemeinen durch kleine Anomalien gekennzeichnet. Das weist darauf hin, dass die in der Beckenbildung mitwirkenden tieftektonischen Veränderungen isostatisch ständig wohl kompensiert sind. Man kann also mit Recht annehmen, dass der Prozess der Beckenbildung durch Phasen isostatischem Gleichgewichtes verwicklicht wird.

Nach dem Gesetz der Isostasie soll der Sohlendruck der Gesteinskolonnen über dem Kompensationshorizont gleich sein. Der Kompensationshorizont ist

an der Base der normalen Lithosphäre (im Hangenden der Astenosphäre) zu finden, die im Allgemeinen um 125 km angenommen wird. Im Allgemeinen steht es fest, dass die Subsidenz eines Lithosphärenblockes durch solche tektonische Störungen verursacht wird, die die Durchschnittsdichte (das Durchschnittsgewicht) dieses 125 km mächtigen Blockes erhöhen. In den folgenden werden von den diesartigen tektonischen Störungen drei beschrieben, die unserer Meinung nach als Grundmodelle betrachtet werden können (SCLATER et al. 1980). Das Wesen dieser Modelle besteht darin, dass die Prozesse mathematisch beschreibbar sind und dadurch kann ihre Gültigkeit theoretisch kontrolliert werden.

Im Laufe der Modellberechnungen werden die folgenden Vereinfachungen angenommen (Abb. 1.):

1. Die Dichte der Kruste und des subkrustalen Teiles der Lithosphäre ist homogen. Die Veränderung (die Abnahme) der Dichte ist als Folge einer thermalen Expansion zu betrachten, die durch eine Temperaturzunahme ausgelöst ist.

2. Die thermalen Parameter der Lithosphäre sind von der Tiefe unabhängig, die radioaktive Wärmeproduktion kann ausser Acht gelassen werden, also die Gleichgewichtsfunktion Temperatur-Tiefe ist linear.

3. Die Lithosphäre wandelt sich über einem gegebenen Temperaturwert (in unserem Falle über 1333 °C) in Astenosphäre um und umgekehrt. Die Temperatur der Asthenosphäre ist im untersuchten Tiefenintervall konstant.

*Extension* (Stretching). Ein Stück der Lithosphäre verlängert und zerstückelt sich infolge der horizontalen Zugspannungen indem es sich proportional damit verdünnt. Gleichzeitig mit der Extension spielt sich die Aufwölbung der heissen Asthenosphäre ab (Abb. 1., Modell A). Diese tektonische Veränderung ist von einer Subsidenz begleitet, wenn die originale Krustenmächtigkeit mehr als 18 km beträgt. Die Extension der Lithosphäre auf den Kontinenten verursacht also immer eine Krusten Subsidenz. Diese Phase wird initiale Subsidenz genannt. Im Laufe dieses Prozesses wird der obere starre Teil der Lithosphäre entlang flacher oder gebogener Normalbrüche zerspaltet. Diese Brüche überqueren auch die während der initialen Phase abgelagerten Sedimente (syndementäre Brüche). Wenn die Bruchfläche gekrümmt ist, werden die ursprünglich horizontalen Sedimente entlang der Brüche in Fallrichtung immer steiler (Abb. 2.). Die initiale Phase wird von einer langsameren, passiven Phase gefolgt, die wir thermale Subsidenz nennen. Die in dieser Phase abgelagerten Sedimente sind tektonisch ungestört und allgemein auf grösseren Gebieten verbreitet. Der Grund der thermalen Subsidenz besteht darin, dass die während der Extension zustande gekommene thermale Anomalie durch Wärmekonvektion abgeführt wird, d. h. dass sich die aufgewölbte heisse Asthenosphäre graduell zu einer dichteren Lithosphäre abkühlt. Da die Wärmeleitung ein sehr langsamer Prozess ist, dauert diese Subsidenz ziemlich lange, und ihre erste 10–20 Millionen Jahre lange Periode ist approximativ linear.

Die Lithosphärenextension schliesst sich im Allgemeinen an die Riffzonen an, die in der Streichrichtung der Normalbrüche eine Länge von mehreren hundert, manchmal sogar tausenden von km erreichen. (Rhein-Graben, Ostafrikanischer Graben, usw.) Im Raum der Basin and Range Provinz (Nordamerika), wo die Lithosphärenextension auch heute noch vor sich geht, gibt es keine solchen langen Gräben, sondern es sind auf grösseren Gebieten viele,

kürzere Normalbrüche zu finden, die durch Transkurrentbrüche verbunden sind (Normalbruchsystem des „enéchelon“-Typus). Die dritte Form der Lithosphärenextension ist mit den Transkurrentbrüchen verbunden, und ihre Verbreitung ist auf kleinere Gebiete beschränkt. In der Wirklichkeit bildet ein Transkurrentbruch nie eine einzige Flachenoberfläche, sondern sie ist gekrümmt, gebogen, verzweigend, bzw. unterbrochen. Insoweit ein Transkurrentbruch, wie im oberen Teil der Abbildung 2. dargestellt ist, unterbrochen wird, so kommt zwischen den zwei Brüchen ein sog. Dilatationsbecken durch Lithosphären extension zustande. Eine weitere interessante Eigenschaft der transkurrenten Bruchsysteme ist es, dass abhängig von der Verwerfungsrichtung und der räumlichen Lage der einzelnen Brüche nicht nur Dilatationsstrukturen, sondern auch Faltenstrukturen zustandekommen (CROMWELL 1974).

*Aus dem Mantel stammende Gangintrusionen* (Dyke intrusion). Die Lithosphäre spaltet sich infolge horizontaler Zugspannungen und der Mantelstoff dringt als Gangintrusion in die Lithosphäre ein. Diese tektonische Störung erhöht die Durchschnittsdichte des Lithosphärenblockes und ihre Temperatur (Abb. 1., Modell B.). In diesem Falle gibt es auch eine initiale Subsidenzphase, die mit den Gangintrusionen in Verbindung steht. Sie wird von der thermalen Subsidenzphase gefolgt, die eine Folge der konduktiven Abkühlung der Lithosphäre von erhöhter Temperatur ist. Gegenüber dem früheren Modell ist hier nicht die Frühperiode der thermalen Subsidenz gleichmässig, sondern sie ist mit der Quadratwurzel der Zeit ( $\sqrt{t}$ ) proportional.

*Subkrustale Verdünnung* (subcrustal attenuation). In diesem Falle spielt sich die tektonische Störung ohne laterale Extension, durch die graduelle, aufwärts gerichtete Verdünnung (Schmelzung) der Lithosphäre ab. Eine interessante Eigenschaft des Modells ist es, dass solange sich der subkrustale Teil der Lithosphäre — infolge der Abnahme der Durchschnittsdichte — verdünnt, steigt die Oberfläche der Lithosphäre (Abb. 1. Modell C). Die Subsidenzphase fängt in jenem Moment an, wo die Verdünnung der undichten Kruste von unten beginnt. In diesem Falle ist also die initiale Phase komplizierter, es gibt sowohl Emergenz als auch Subsidenz, deren Summe die Resultante wird. Die nachfolgende thermale Phase ist eine ruhige Subsidenz (Abb. 3.), ihre erste 10—20 Millionen Jahre lange Periode verläuft beinahe gleichmässig.

Man soll betonen, dass die ausgeführten Modelle vereinfachte Grundfälle sind und sie können nicht als unbedingt mögliche Alternativen betrachtet werden. In der Wirklichkeit können Kombinationen dieser Modelle auch gemeinsam auftreten und (oder) in der Raum-Zeit-Funktion abwechselnd wirken. Es ist aber festzustellen, dass die einzelnen Modelle verschiedene Subsidenzablauf und geophysikalische (tektonische und geothermale) Charakteristika ergeben (Abb. 2. und 3.). Insoweit der Subsidenzablauf eines Beckens auf Grund der „Sedimentationsdokumente“ zuverlässig bestimmt werden kann, kann ihre Lithosphärenentwicklung rekonstruiert, sogar die Masse der Extension und der Krustenverdünnung geschätzt werden.

## Ausbildung des Pannon-Beckens und der peripherischen Becken

Der Subsidenzablauf eines Beckens kann aufgrund der Sedimentation bestimmt werden. Dazu sind die folgenden Kenntnisse nötig:

- a) Eine regional verwendbare chrono- und biostratigraphische Skala, mit dem absoluten Alter der einzelnen Stufen.
- b) Die geometrische Lage der einzelnen Zeithorizonten im untersuchten Becken, d. h. die Mächtigkeit und das Alter der chronostratigraphischen Einheiten.
- c) Die Struktur der Sedimentenkomplexe: das kontinuierliche oder unterbrochene Wesen der Sedimentation; ob es tektonische Deformationen gibt; wie ist die Kompaktion der Sedimente?
- d) Die Tiefe der Sedimentation mit dem jeweiligen Meeresniveau verglichen.
- e) Eustatische Meeresniveauveränderungen.

Diese Angaben werden von stratigraphischen, sedimentologischen, paläontologischen, seismischen und Kernungsuntersuchungen gemeinsam geliefert. Es muss aber festgestellt werden, dass unsere Kenntnisse auch in dem ausführlich untersuchten pannonischen Raum des Karpatenbeckens manchmal ziemlich lückenhaft sind. Das Grundproblem besteht darin, dass die chrono- und biostratigraphische Gliederung der pannonischen Bildungen, die das Gross der Beckensedimente ausmachen, infolge der endemischen Fauna ungenügend erklärt, bzw. umstritten ist. In diesem Artikel haben wir die folgenden neogen—quartäre Zeitskala (BALÁZS E. et al. 1981) benützt: Karpatien 18—17, Badenien 17—14,5, Sarmat 14,5—11,5, Pannonien (s. l.) 11,5—1,8, Quartär 1,8—0,0 mill. Jahre.

In der Frage der weiteren Gliederung des Pannonien (s. l.) haben wir den folgenden Standpunkt angenommen: Die Kronostratigraphie der unterpannonischen (Kunság Stufe) und oberpannonischen (Balaton Stufe) Einheiten — nach der ungarischen Terminologie — ist noch nicht genügend geklärt. Die 5,5 millionen-Jahresgrenze haben wir aus Notwendigkeit angenommen. (BALÁZS et al. 1981.). Im Wiener-Becken und im Karpatenbecken kann die Grenze zwischen dem Pannonien s. str. und dem Pontien bei 8 millionen Jahren angenommen werden (SENEŠ 1979). Die neogenen Sedimente des Pannon-Beckens sind, abgesehen von einigen Ausnahmen (die Savafalten, Kiskunhalas) ungefalt und die Sedimentation scheint in den Tiefzonen kontinuierlich zu sein. In den peripherischen Becken gibt es keine bedeutenden neogenen Faltungen, aber im Wiener-Becken ist die Grenze von Karpatien—Badenien diskordant. Aufgrund der Untersuchungen weist diese Diskordanz auf keine bedeutende Lücke in der Sedimentation hin.

Da es sich um approximative Berechnungen handelte, konnten wir die von der Kompaktion, von den eustatischen Meeresniveauveränderungen und von den Sedimentationstiefenveränderungen stammenden Korrekturen absehen.

Unsere Berechnungen haben wir auf je eine typische Subsidenzablaufskurve des Wiener-Beckens und der Karpatischen Vortiefe, bzw. auf je zwei Kurven des Pannon-Beckens gegründet (Abb. 4. und 5.). Die angewandten mathematischen Formeln sind in der Arbeit von SCLATER et al. (1980) zu finden.

### Der Modell der peripherischen Becken

Das Charakteristikum der peripherischen Becken ist die sehr schnelle Subsidenz im Karpatien –Badenien und die viel langsamere jüngere Subsidenz. Dabei steht ihre Struktur und Gestalt dem Beckenmodell mit Extension (Abb. 2.) sehr nahe. Tatsächlich, falls im Karpatien –Badenien eine doppelte Lithosphärenextension angenommen wird, die ursprünglich ein Gebiet mit einer 36 km-mächtigen Kruste getroffen hat, bekommen wir eine, dem realen Subsidenzablauf nahestehende theoretische Kurve (Abb. 4.). Das Endergebnis der abgelaufenen Prozesse ist ein 5,5 km tiefes Becken mit einer 24 km mächtigen Kruste, d. h. mit einer Mohotiefe von 29,5 km. Also sowohl der reale Subsidenzablauf, als auch die gegenwärtige Krustenstruktur stimmen wohl mit dem theoretischen Modell überein.

### Der Modell des Pannon-Beckens

Das Pannon-Becken ist eine grössere und inhomogenere Einheit, als die peripherischen Becken. In dieser Arbeit werden die Resultate zusammengefasst, die sich auf zwei charakteristische Beckentypen beziehen. Diese sind die Randgebiete mit einem Tiefenintervall von 1–2 km und die Tiefzonen mit einer 4–7 km mächtigen Beckenausfüllung im südlichen Teil der Grossen Ungarischen Tiefebene (Abb. 6.).

In den Randgebieten fehlen im allgemeinen die unter- und mittelmiozänen Sedimente; die Sedimentation fängt im Pannonien s. str. an. Für eine bedeutende Lücke in der Sedimentation gibt es keine Beweise und die Subsidenz hat sich beinahe gleichmässig abgespielt. In den Tiefzonen hat die Subsidenz am spätesten im Badenien, an vielen Stellen ja im Karpatien begonnen. Die Bohrung Hód I., abgeteuft in der tiefsten Depression des ganzen Beckensystems, hat man in 5842,5 m-Tiefe, im Badenien beendet, aber aufgrund der seismischen Messungen lagern noch mindestens 500 m, wahrscheinlich ältere Miozänsedimente auf dem Beckenboden (Abb. 5.). Von einigen Ausnahmen abgesehen kann es behauptet werden, dass die Mächtigkeit der pre-sarmatischen Sedimente geringer ist, als die des Pannons. Das Vorhandensein sarmatischer Sedimente kann in vielen Tiefbohrungen auf der Grossen Ungarischen Tiefebene nicht nachgewiesen werden, weshalb ihr Wesen lange umstritten war. So viel scheint es für alle Fälle sicher zu sein, dass die regionale Verbreitung und Mächtigkeit der sarmatischen Bildungen geringer ist, als die des Badeniens (E. BALÁZS et al. 1981). Im Pannonien s. str. hat praktisch eine, das ganze Becken umfassende Subsidenz begonnen. Diese Subsidenz war im Raum der Tiefzonen ziemlich rasch. Die Geschwindigkeit der Subsidenz ist in der Balaton Stufe und im Quartär im allgemeinen geringer.

Die Tektonik der Sedimente im Pannon-Becken unterscheidet sich von den peripherischen Becken, und weist darauf hin, dass hier der dominante Mechanismus der Beckenbildung neben der Extension der Lithosphäre die subkrustale Verdünnung war (Abb. 3.). Falls als ursprüngliche Krustenmächtigkeit wieder 36 km angenommen wird, so wird die Verdünnung der ganzen subkrustalen Lithosphäre von einer Emergenz von 1,4 km begleitet. Insoweit die Verdünnung auch die Kruste betrifft, ergibt sich daraus die Subsidenz der Oberfläche; eine Krustenverdünnung von 11 km kompensiert vollkommen die Emergenz. Wenn der Prozess jetzt aufhört, dann kommt die thermale Phase

der Subsidenz, mit einer Geschwindigkeit von 140 m/million Jahre. Die Flachzonenbildung im Pannon-Becken kann – unserer Meinung nach – auf diese Art erklärt werden. Der Prozess der subkrustalen Verlängerung und Verdünnung hat wahrscheinlich im Otnangien begonnen, und im Sarmat beendet, im guten Einklang mit dem Rhyolit–Andesitvulkanismus der Becken. Der Modell der Tiefdepression weicht davon insoweit ab, dass in diesen Gebieten der Prozess der Krustenverdünnung von grösserem Ausmass war.

Eine weitere Verdünnung von 6,5 km ergibt z. B. eine initiale Subsidenz von 4,0 km, die von einer thermalen Subsidenz mit einer Geschwindigkeit von 160 m million Jahre gefolgt wird (Abb. 5.).

### Schlussfolgerungen

Die Bildung der Tiefzonen der peripherischen Becken ist wohl mit einer doppelten Lithosphärenextension zu erklären. Natürlich sollte die Verlängerung an den Flachzonen der Becken geringer sein. Neben den vielen gleichen Merkmalen des Wiener-Beckens und der karpatischen Vortiefe gibt es zwei vom genetischen Gesichtspunkt aus wichtige Unterschiede. Der Wärmefluss des Wiener-Beckens ist gering (im Durchschnitt  $50 \text{ mW/m}^2$ ) und mit der Beckenbildung war kein Vulkanismus verbunden. Der Wärmefluss der karpatischen Vortiefe ist hoch (im Durchschnitt  $97 \text{ mW/m}^2$ ) und die Beckenbildung wurde in mehreren Phasen von einem intensiven Vulkanismus begleitet. Das weist darauf hin, dass in der Bildung des letzteren Beckens die Gangintrusionen auch eine Rolle gespielt haben. Diese Folgerung ist durch die Korrelation der lokalen geothermalen und magnetischen Anomalien unterstützt (RUDINEC 1978). Trotzdem war der dominante Mechanismus die Lithosphärenextension und wir betrachten auch die karpatische Vortiefe als ein typisches Dilatationsbecken (Abb. 2.).

Die im Laufe des Karpatien–Badenien erfolgte Extension war kein voneinander unabhängiges Ereigniss in beiden Gebieten sondern es war wahrscheinlich eine Folge der im ganzen Raum vorherrschenden Spannungen. ROYDEN et al. (1981) sind in ihrem Studium über die Geometrie und die Tektonik der Becken zur Folgerung gekommen, dass infolge der N–S gerichteten Kompression ein konjugiertes Transkurrentbruchensystem von NO–SW und NW–SO Richtung zustande gekommen ist. Dieses Bruchsystem hat das ganze Gebiet betroffen. Eine wesentliche transkurrente Bewegung kann auch entlang dem Drau- und Sava-Graben wahrgenommen werden, und diese Transkurrentbrüche haben im gewissen Masse auch in anderen Teilen des Pannon-Beckens eine Lithosphärenverlängerung verursacht.

Die Geschichte des Pannon-Beckens im Miozän war ziemlich ergebnisreich. Nach unserem Modell hat die Lithosphärenverdünnung im Otnangien begonnen und auf diesen wahrscheinlich gar nicht gleichmässigen Prozess hat auch eine Lithosphärenextension im Laufe des Karpatien–Badenien und des Sarmats addiert. Die komplizierte Zusammenwirkung dieser einfachen Prozesse hat die sich in Raum und Zeit intensiv verändernde Mobilität des Pannon-Beckengrundes verursacht (BALÁZS et al. 1981).

Die im Pannon allgemein gewordene Sedimentation in den Flachzonen können wir mit der thermalen Subsidenz wohl erklären. Im Raum der Tiefzonen sollen wir eine, auch im Pannonien s. str. wirksam gewesene, weitere subkrustale

Extension annehmen. Es war auch die Geschichte der Übergangszonen ähnlich, mit einem Unterschied im Masse der subkrustalen Verdünnung. Aufgrund dieses Modells kann die Wärmegeschichte der Tiefzonensedimente rekonstruiert werden, und das hatte wichtige Folgen vom Gesichtspunkt der Maturität organischer Stoffe.

Es ist nötig, die hier ausgeführten Modelle weiterzuentwickeln, aber das wird nur dann möglich, wenn wir den Subsidenzablauf der Tiefbecken [d. h. die Chrono- und Lithostratigraphie des Badenien und des Pannonien (s. I.)] ausführlicher kennenlernen werden. Die anderen charakteristischen Depressionstypen des Pannon-Beckens (die Kleine Ungarische Tiefebene, der Drau-Graben, Nyírség, usw.) haben wir in diesem Artikel nicht behandelt, aber ihre Untersuchung ist zur vollen Erklärung der Tektogenese des Pannon-Beckens auch notwendig. Als Zusammenfassung können wir folgendes behaupten:

1. Im durch die Karpaten begrenzten Gebiet erfolgte im Laufe des Karpatien–Badenien eine Lithosphärenextension infolge transkurrenter Bruchsysteme.

2. Aufgrund des Subsidenzablaufes und der Tektonik war die Ausdehnung in den peripherischen Becken am grössten; für die Tiefzonen des Wiener-Beckens und der Karpatischen Vortiefe kann eine beinahe doppelte Extension berechnet werden.

3. Eine Lithosphärenextension hat sich auch im Pannon-Becken abgepielt. Das wurde von einer subkrustalen Verdünnung begleitet, die wahrscheinlich schon im frühen Miozän angefangen hat. Durch die gemeinsame Wirkung beider Mechanismen ist die in Raum und Zeit veränderte miozäne Strukturentwicklung zu erklären.

4. Die charakteristische Krustenstruktur, die Wärmeanomalie und die Maturität der organischen Stoffe des Pannon-Beckens sind die Folgen der beschriebenen Prozesse.

